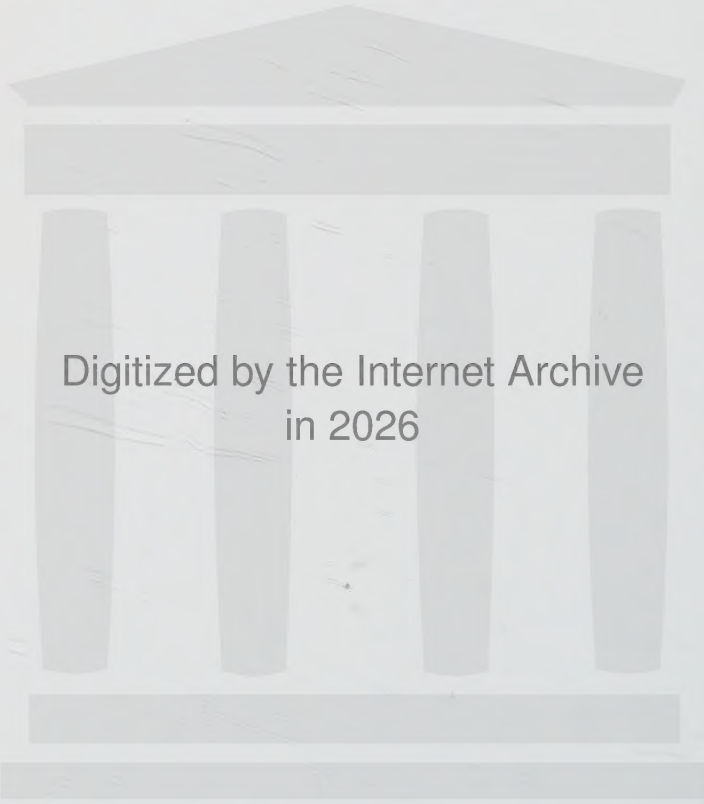


Die Böden und geomorphologischen
Einheiten der Region von Curitiba
(Paraná-Brasilien)

Inaugural-Dissertation
zur Erlangung der Doktorwürde
der Forstwissenschaftlichen Fakultät
der Albert-Ludwigs-Universität
zu Freiburg im Breisgau

vorgelegt von
Helio Olympio da Rocha
aus Curitiba (Brasilien)

1981



Digitized by the Internet Archive
in 2026

**Die Böden und geomorphologischen
Einheiten der Region von Curitiba
(Paraná-Brasilien)**

**Inaugural-Dissertation
zur Erlangung der Doktorwürde
der Forstwissenschaftlichen Fakultät
der Albert-Ludwigs-Universität
zu Freiburg im Breisgau**



**vorgelegt von
Helio Olympio da Rocha
aus Curitiba (Brasilien)**

1981

Dekan: Prof. Dr. E. Nießlein
Leiter der Arbeit: Prof. Dr. W. Moll
Referent: Prof. Dr. W. Moll
Korreferent: Prof. Dr. H. W. Zöttl

Tag der Verkündigung des
Prüfungsergebnisses:



INHALTSVERZEICHNIS

	<u>Seite</u>
VORWORT	1
1. EINLEITUNG UND FRAGESTELLUNG	3
2. UNTERSUCHUNGSGEBIET	4
2.1 Geographische Lage	4
2.2 Geologie	4
2.2.1 Die Sedimente der Guabirota-Formation	7
2.2.2 Die Migmatite	8
2.2.3 Mit Migmatit vergesellschaftete Gesteine	9
2.2.4 Intrusivgesteine	9
2.3 Klima	9
2.4 Geomorphologie	11
2.5 Vegetation	14
2.6 Böden	15
3. UNTERSUCHUNGSMETHODEN	19
3.1 Auswahl des Studiengebietes	19
3.2 Entnahme und Vorbereitung der Proben	19
3.3 Bodenchemie	20
3.3.1 C-Gehalte, pH-Werte, Glühverlust	20
3.3.2 Austauschbares Ca, Mg, Al und K	20
3.3.3 Austauschbares H + Al	21
3.3.4 S-Wert und V-Wert	21
3.3.5 Sesquioxidfraktionierung	21
3.3.6 Totalanalyse der Boden-, Gesteins- und Regolithproben	22
3.4 Mineralbestand	23
3.4.1 Schwermineraluntersuchung	23
3.4.2 Tonmineraluntersuchung	24
3.5 Korngrößenanalyse	25
3.6 Luftbildinterpretation und Basiskarten	25

	<u>Seite</u>
3.7	Klassifizierung der Böden 26
4.	LITERATURÜBERBLICK ÜBER UNTERSUCHUNGEN ZUR KENNZEICHNUNG DER BEZIEHUNGEN ZWISCHEN BODENBILDUNG UND GEOMORPHOLOGIE 27
5.	DARSTELLUNG UND DISKUSSION DER UNTER- SUCHUNGSERGEBNISSE 33
5.1	Die Materialkomponenten und geomorphologischen Ein- heiten des untersuchten Gebietes 33
5.1.1	Materialeigenschaften der bodenbildenden Festgesteine und Lockersedimente 34
5.1.1.1	Chemische Gesamtanalysen 37
5.1.1.2	Pedogene Oxide 42
5.1.1.3	Schwerminerale 49
5.1.1.4	Tonminerale 52
5.1.1.5	Korngrößenzusammensetzung 55
5.1.2	Eigenschaften und Beschreibung der geomorpholo- gischen Flächen 59
5.1.2.1	Residuale Pediplain-Flächen 63
5.1.2.2	Pedimente 66
5.1.2.3	Erosionshänge 69
5.1.2.4	Alluviale Niederungen 71
5.2	Physikalische, chemische, mineralogische, morpholo- gische und systematische Charakterisierung der Böden 71
5.2.1	Gesamtaufschluß 72
5.2.1.1	Böden mit B-Latosol-Horizont 73
5.2.1.2	Böden mit B-textural-Horizont 78
5.2.1.3	Böden mit B-cambic-Horizont 83
5.2.2	Pedogene Oxide 88
5.2.2.1	Böden mit B-Latosol-Horizont 88
5.2.2.2	Pedogene Oxide der Böden mit B-textural-Horizont 93
5.2.2.3	Böden mit B-cambic-Horizont 97
5.2.3	Austauschbare Kationen, Austauschkapazität und Basensättigung 100

	<u>Seite</u>
5.2.3.1 Böden mit B-Latosol-Horizont	101
5.2.3.2 Böden mit B-textural-Horizont	103
5.2.3.3 Böden mit B-cambic-Horizont	104
5.2.4 Schwerminerale	107
5.2.4.1 Schwerminerale der Böden mit B-Latosol-Horizont	108
5.2.4.2 Schwerminerale der Böden mit B-textural-Horizont	110
5.2.4.3 Die Schwerminerale der Böden mit B-cambic-Horizont	112
5.2.5 Tonmineralogie	116
5.2.5.1 Tonmineralogie der Böden mit B-Latosol-Horizont	117
5.2.5.2 Tonminerale der Böden mit B-textural-Horizont	121
5.2.5.3 Tonminerale der Böden mit B-cambic-Horizont	126
5.2.6 Korngrößenanalyse	126
5.2.6.1 Korngrößenverteilung der Böden mit B-Latosol-Horizont	127
5.2.6.2 Korngrößenverteilung der Böden mit B-textural-Horizont	128
5.2.6.3 Korngrößenverteilung der Böden mit B-cambic-Horizont	129
5.2.7 Lage der Profile im Gelände und morphologische Charakterisierung der Böden	132
5.2.7.1 Beschreibung und morphologische Charakterisierung der Böden mit B-Latosol-Horizont	133
5.2.7.2 Morphologische Charakterisierung der Böden mit B-Latosol-Horizont	134
5.2.7.3 Morphologische Charakterisierung der Böden mit B-cambic-Horizont	137
5.2.8 Systematische Einordnung der Böden	141
5.2.8.1 Böden mit B-textural-Horizont	142
5.2.8.2 Böden mit B-Latosol-Horizont	143
5.2.8.3 Böden mit B-cambic-Horizont	144

	Seite
6. ZUSAMMENFASSUNG	147
6.1 Geomorphologische Einheiten und Bodenbildung	148
6.2 Chemische Eigenschaften der Böden	151
6.3 Schwermineralspektren und -gehalte der Böden	153
6.4 Tonminerale der Böden	154
6.5 Körnung der Böden	154
6.6 Systematische Stellung der Böden	155
6. RESUMO	157
6.1 Unidades geomorfológicas e formação do solo	158
6.2 Caracterização química dos solos	160
6.3 Espectro dos minerais pesados dos solos	163
6.4 Mineralogia de argilas dos solos	163
6.5 Granulometria dos solos	164
6.6 Classificação dos solos	165
6. SUMMARY	166
6.1 Geomorphological Units and Soil Formation	167
6.2 Chemical Properties of the Soils	169
6.3 Heavy Mineral Spectra and Contents in the Soils	171
6.4 Clay Minerals of the Soils	172
6.5 Soil Texture	173
6.6 Systematic Classification of the Soils	173
LITERATURVERZEICHNIS	175

Bemerkung der Schriftleitung:

Der TABELLENANHANG (41 Seiten) mußte aus Platzgründen entfallen. Interessierte können ihn auf Bestellung beim Schriftleiter kostenlos erhalten.

VORWORT

Mein besonderer Dank gilt Prof. Dr. W. Moll (Gießen) für seine Hilfe bei der Planung dieser Arbeit, seine Beteiligung an den Geländearbeiten in Brasilien, sowie seine zahlreichen Anregungen und Hilfen bei der Durchführung der Arbeit und bei der Korrektur des vorliegenden Manuskriptes. Sehr wesentlich war auch seine Hilfe in der Anfangszeit meines Aufenthaltes in Deutschland.

Weiterhin danke ich Prof. Dr. H. W. Zöttl, Freiburg i. Br., für die Überlassung von Laboreinrichtungen und Material sowie die zahlreichen anregenden Diskussionen, Vorschläge und Revision des Manuskriptes.

Prof. Dr. J. J. Bigarella (Curitiba) unterstützte mich mit Ratschlägen und bei Exkursionen zur Vorbereitung meiner Arbeit, Prof. Dr. W. E. H. Blum (Wien) für die Anregungen bei der Planung dieser Arbeit und der Interpretation der Tonmineralanalysen, Dr. A. Santos Filho (Curitiba) bei der Probenentnahme und bei der Gewinnung der Tonfraktion, Prof. F. G. Munhoz (Curitiba) bei der Durchführung von chemischen Analysen, Prof. Dr. H. Genser (Freiburg i. Br.) bei der Vorbereitung und Dr. H. J. Maus (Freiburg i. Br.) bei der Durchführung der Schwermineralanalyse.

Dr. E. Hildebrand (Stuttgart) war mir eine große Hilfe bei meiner Ankunft in Deutschland sowie bei der Übersetzung eines Teils des Manuskriptes; einen weiteren Teil übersetzte Dip.-Geologe A. Brichta (Brasilien).

Den Mitarbeitern des Instituts für Bodenkunde und Waldernährungslehre der Forstwissenschaftlichen Fakultät der Universität Freiburg i. Br., Dr. F. Hädrich, Prof. Dr. K. Stahr, Dipl.-Geologe F. Lamparski, Dipl.-Forstwirt P. Trüby, Dipl.-Forstwirt E. Segatz, Frau H. Schlenker, Frau L. Oswald, Frau G. Kremer-Flores, Herrn E. Best, Frau M. Driller, Frau A. Kuß sowie Herrn K. -P. Bickel vom Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Freiburg i. Br. und Herrn W. Famula vom Geologischen Landesamt, Freiburg i. Br. danke ich für vielfältige Unterstützung, Hilfe und gute Zusammenarbeit. Die Reinschrift der Arbeit führte Frau H. Kawaletz durch.

Ich bedaure sehr den frühen Tod von Frau J. Vogel, der ich für die Durchführung der Tonmineralanalysen und ihre Mitarbeit bei den chemischen Analysen zu großem Dank verpflichtet bin.

Außerdem danke ich dem Stiftverband für die Deutsche Wissenschaft für das Sonderstipendium des Brasilienfonds und die Gewährung eines Druckkostenzuschusses für diese Arbeit sowie der Alexander von Humboldt-Stiftung für die Betreuung während der Laufzeit des Stipendiums.

Ich bedanke mich weiterhin bei der Albert-Ludwigs-Universität und der Universidade Federal do Paraná (Brasilien), die im Rahmen ihres Partnerschaftsprojektes die Durchführung dieser Arbeit ermöglicht haben.

1. EINLEITUNG UND FRAGESTELLUNG

Die Bedeutung der Geomorphologie für das Verständnis von Genese und geographischer Verbreitung der Böden kommt in vielen Arbeiten aus dem tropisch-subtropischen Raum zum Ausdruck.

In diesem Zusammenhang sind geomorphologische Verebnungsflächen (Pediaplains) mit ihren Bodenbildungen von besonderem Interesse.

Solche Pediaplains bzw. deren Residualflächen sind in Südbrasilien weit verbreitet. Der Großraum von Curitiba (Staat Paraná) ist ein charakteristischer Ausschnitt dieses Gebietes, für den schon eingehende geomorphologische Untersuchungen vorliegen. Pedogenetische Arbeiten mit modernem methodischen Ansatz wurden bisher aber kaum durchgeführt.

Thema vorliegender Arbeit ist daher das detaillierte Studium der Böden dieses Raumes in Abhängigkeit von der geomorphologischen Situation.

Besonderes Augenmerk wird dabei gerichtet auf:

1. Untersuchung der Bodenentwicklung aus den verschiedenen Ausgangsmaterialien mit dem Ziel, neue Erkenntnisse über die pedogenetische Charakterisierung und Klassifizierung zu gewinnen;
2. Untersuchung der typischen geomorphologischen Formen, hauptsächlich der Pediaplains und Pedimente, auf ihren Zusammenhang mit den verschiedenen Böden.

2. UNTERSUCHUNGSGEBIET

2.1 Geographische Lage

Die Untersuchungen wurden in zwei Teilgebieten des sedimentären Beckens von Curitiba, Staat Paraná - Brasilien, durchgeführt. (Abbildung 1)

Das Teilgebiet Canguirí befindet sich nördlich von Curitiba und umfaßt Teile der Gemarkungen der Ortschaften Campina Grande do Sul, Colombo und Piraquara.

Geographisch wird dieses Gebiet abgegrenzt von folgenden Koordinaten:

$25^{\circ} 20' - 25^{\circ} 25' \text{ s. Br. und } 49^{\circ} 06' - 49^{\circ} 11' \text{ w. L.}$ (Abbildung 2a).

Das andere Gebiet - Umbará - befindet sich südlich von Curitiba und umfaßt Teile der Gemarkungen der Ortschaften von Curitiba und Mandirituba.

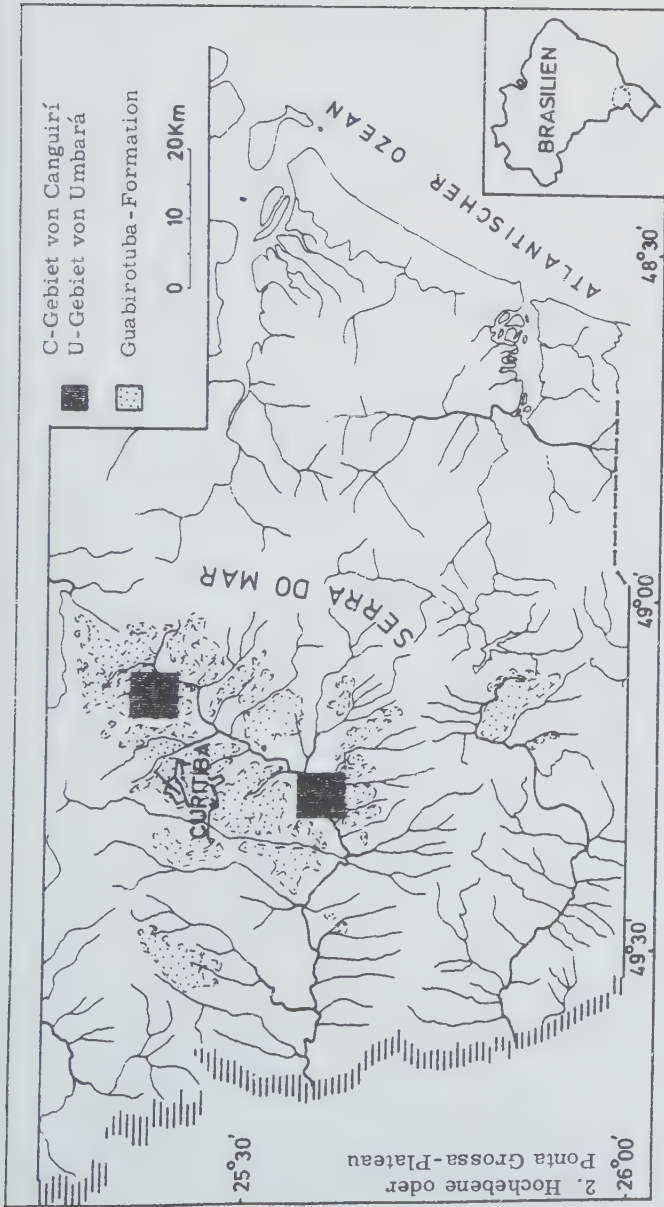
Geographische Koordinaten sind: $25^{\circ} 35' - 25^{\circ} 39' \text{ s. Br. } 49^{\circ} 15' - 49^{\circ} 20' \text{ w. L.}$ (Abbildung 2b).

2.2 Geologie

Das Sedimentär-Becken von Curitiba befindet sich auf der ersten Hochebene (1. Planalto) oder Curitiba-Hochebene, die sich zwischen der Serra do Mar und den Klippen der Sedimente des Paraná-Beckens im Westen erstreckt (FUCK u. a., 1969; vgl. auch BIGARELLA, 1954).

Bei der Bildung des Beckens sind primär drei geologische Hauptinhalte beteiligt: das kristalline Grundgebirge, alte quartäre Ablagerungen und rezente holozäne Sedimente (BIGARELLA und SALAMUNI, 1959) (Abbildung 3).

Das kristalline Grundgebirge besteht vorwiegend aus Migmatiten. Die Quartärablagerungen entsprechen der Guabirotuba-Formation (überwiegend Tone und Arkosen).



≡ Serrinha (Schichtstufe)

Abb. 1: Lage der Untersuchungsgebiete auf der 1. Hochebene (Curitiba-Plateau)

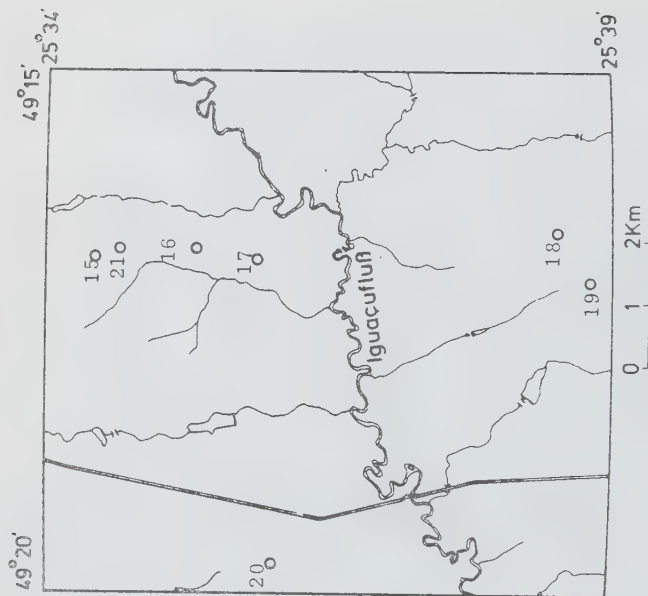


Abb. 2b: Lage der Profile
Gebiete von Umbará

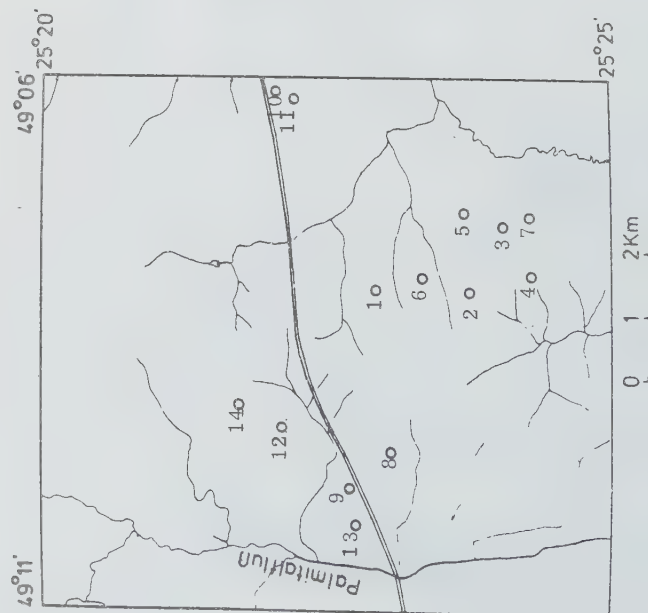


Abb. 2a: Lage der Profile
Gebiete von Canguirí

Die holozänen Sedimente können teils schluffig, teils tonig, stellenweise geröllreich und z. T. sandig (ohne Arkosecharakter) sein.

Eine untergeordnete Rolle spielen kleinere Vorkommen von magnesiumreichen Schiefern, Metabasiten, Micrograniten, Pegmatiten, Amphiboliten und Quarziten (MARINI, 1967).

2.2.1 Die Sedimente der Guabirotuba-Formation

BIGARELLA und SALAMUNI (1962) benannten die Sedimente des Curitiba-Beckens als Guabirotuba-Formation. Dieser Formation entspricht eine lithologische Abfolge, in der Tone und Arkosen überwiegen, gefolgt von geröllführenden Sedimenten und - seltener - Mergeln (BIGARELLA und SALAMUNI, 1959).

Die Tone sind meist grau oder gelbgrau und nach Verwitterung rötlich. Arkosen, meist mit hohem Feldspatgehalt (20 - 40 %), sind in den Tonen linsenförmig verteilt. Die geröllführenden Sedimente konzentrieren sich vorwiegend am Rande des Beckens und fehlen meistens im inneren Bereich des Beckens. Mergel können als linsenförmige Konkretionen gelegentlich in den Tonen vorkommen (BIGARELLA und SALAMUNI, 1959).

Die vorhandenen Konglomerate (MARINI, 1967) führen meist kaum gerundete Gerölle mit Durchmessern bis zu maximal 10 cm. Die Gerölle sind in eine tonige Matrix eingebettet und bestehen vorwiegend aus Granit, Migmatit, Quarzit, Gangquarz und Diabas. Verbreitet sind Wechsellagerungen zwischen violetten Tonen und geröllführenden arkosischen Sanden, ferner dünnmächtige, bankartige Lateritkonkretionen (Plinthite). Die Guabirotuba-Formation besteht fast ausschließlich aus einer Abfolge von horizontal liegenden Bänken, in denen nur selten Primärstrukturen erkennbar sind. Im Durchschnitt ist diese Formation 30 m mächtig, stellenweise kann sie aber bis 90 m Mächtigkeit erreichen (FUCK u. a. , 1969).

2.2.2 Die Migmatite

Das kristalline Grundgebirge besteht vorwiegend aus hochgradig metamorphen Gesteinen, speziell Migmatiten. Es ist anstehend im südlichen Teil des ersten Hochplateaus, in der Serra do Mar und in der Küstenregion (FUCK, TREIN, MURATORI und RIVEREAU, 1969).

Vom petrographischen Standpunkt aus sind die Migmatite oder Granitgneise grobkörnige, granitähnliche Gesteine. Sie sind vorwiegend zusammengesetzt aus Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat mit typischem Katazonal-metamorphismus (JUNG, 1958 in MARINI, 1967).

Im ersten Hochplateau, wie in der Serra do Mar (Abb. 1), dominieren als Migmatitvarianten Embreschite und Epibolite. Der gradierte Übergang zwischen diesen Gesteinen so wie eine tiefe Verwitterung und ein Mangel an Aufschlüssen erschwert eine detaillierte petrographische und tektonische Bearbeitung des Gebietes (FUCK u. a., 1967).

Die heterogenen Migmatite (Epibolite) sind Kristallingesteine, in denen nebeneinander kristallophile und granitoide Gesteinsarten erkennbar sind. Ferner ist eine Bänderung erkennbar als Folge einer Entwicklung von mafischen und felsischen Bestandteilen (FUCK u. a., 1967; FUCK u. a., 1969).

Bei zunehmender Verdichtung dieser Bänderung wird der mafische Teil heller, da der Hornblende-Anteil sich wesentlich verringert. Dieser Prozeß setzt sich fort bis zur Bildung total homogener typischer Embreschite, in denen eine Entmischung mafischer und felsischer Anteile nicht mehr erkennbar ist (FUCK u. a., 1967).

Die Epibolite führen vor allem Hornblende, Biotit, Plagioklas und untergeordnet Quarz und Mikroklin. Nur selten sind Diopsid und Granat vertreten. Untergeordnete Gemengteile sind auch Erze, Titanit, Apatit, Zirkon und Alanit. Embreschite sind zusammengesetzt aus Quarz, Mikroklin, Plagioklas und Biotit. Als untergeordnete Gemengteile treten auf: Erze (Pyrit, Magnetit und Ilmenit), Apatit, Zirkon, Titanit, Alanit und Fluorit (FUCK u. a., 1967).

2.2.3 Mit Migmatit vergesellschaftete Gesteine

Mit den Migmatiten vergesellschaftet erscheinen oft magnesiumführende Schiefer, Amphibolite und Quarzite. Die Schiefer sind eingeteilt in Talk-Schiefer, Talk-Tremolit-Schiefer, Chlorit-Schiefer und Serpentine. Wegen der unterschiedlichen Größe der Kristalle sind die Amphibolite schwer zu trennen. Petrographisch gradieren die Gesteine von reinen Amphiboliten, ausschließlich aus Hornblende bestehend, bis zu Hornblende-Andesin-Gneis mit Quarz, Mikroklin, Granat und Diopsid. Die in Migmatit eingeschalteten Quarzite sind brüchig, mit mittlerer Korngröße und führen oft Feldspat, Biotit, Muskovit, Zirkon und Magnetit. Granite sind ebenfalls anwesend und in der Umgebung von São José dos Pinhais gradieren sie zu Migmatiten (FUCK u. a. , 1969).

2.2.4 Intrusivgesteine

Metabasitische Gänge durchschneiden des öfteren Migmatitvorkommen (MARINI, 1967). Auch Mikrogranite wurden als Gänge in der Umgebung von Araucária, südlich von Curitiba, nachgewiesen, meistens mit kleinerer Ausdehnung. MARINI (1967) beschreibt kleinere Pegmatitvorkommen in dieser Gegend, die typisch für die Epibolite sind. Mächtigere Pegmatite (bis 30 m) sind Quarz- und Feldspat-führend. Einige sind konkordant, parallel zur Schieferung der Migmatite angeordnet, andere sitzen in Störungen und Brüchen, einer vorwiegend NE gerichteten tektonischen Verwerfungszone.

2.3 Klima

Die Bodenentwicklung ist u. a. in erheblichem Maße durch das Klima beeinflusst. Aus diesem Grunde sind klimatische Informationen wichtig zur Beurteilung der auftretenden Phänomene. Nach MAACK (1968) ist die

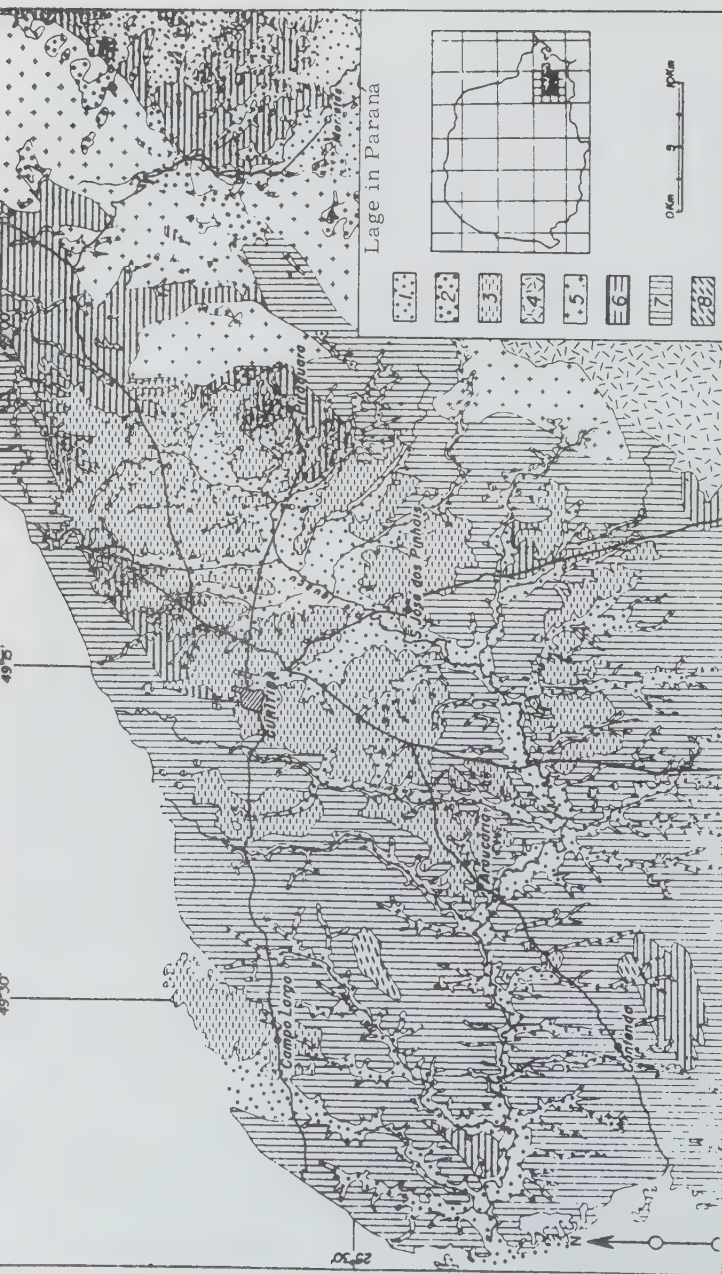


Abb. 3:

Geologische Karte eines Teiles des ersten Plateaus und der Serra do Mar mit spezieller Berücksichtigung der Migmatit-Vorkommen.

1 - Alluvium; 2 - Pedimente und Hangablagungen; 3 - Guabirotuba-Formation;

4 - Guaratubinha-Gruppe; 5 - Granite; 6 - Epibolite (homogene Migmatite);

7 - Embreschite (heterogene Migmatite); 8 - magnesiumreiche Schiefer (nach FUCH, TREIN und MARINI, 1967)

Gegend von Curitiba repräsentiert durch eine durchschnittliche Jahrestemperatur um $16,5^{\circ}\text{C}$, ein Mittel des wärmsten Monats (Januar) um $20,4^{\circ}\text{C}$, und ein Mittel des kältesten Monats (Juli) um $12,7^{\circ}\text{C}$. Das Niederschlagsmaximum wird im Januar mit einem Monatsmittel von 190,7 mm und das Niederschlagsminimum im August mit einem Mittel von 78,2 mm erreicht. Das langjährige Jahresmittel der Niederschläge beträgt 1451,8 mm. Nach der Klassifikation von KOEPPEN ist das Klima einzustufen als: Cfb = feuchtes, warmgemäßigtes Klima (Mittel des wärmsten Monats 22°C , Monatsmittel während 11 Monaten 10°C , über 5 Frosttage pro Jahr, selten Schnee).

Nach HOLZMANN (1966) beträgt die nach THORNTHWAITTE und MATTER (1955) ermittelte potentielle Verdunstung 796 mm/Jahr und der Niederschlagsüberschuß 689 mm/Jahr (= NS-pot. Verd.). Die Durchschnittstemperatur des Bodens wurde von LIMA (1974) nach der Methode von SMITH und NEWHALL in OLIVEIRA (1972 a) sowie nach der Spezifikation des SOIL SURVEY STAFF (1960) geschätzt.

Demnach ist ein Jahresmittel der Bodentemperatur von 15°C bis 21°C^{+}) wahrscheinlich, wobei der Unterschied zwischen den Temperaturmitteln des Sommerhalbjahres und des Winterhalbjahres mehr als 5°C beträgt (Klasse termico). Die durchschnittliche Bodenfeuchte liegt ganzjährig annähernd bei Feldkapazität (Klasse udico).

2.4 Geomorphologie

Das erste Hochplateau (1. Planalto) von Paraná wurde von MAACK (1947) als ein Ausräumungsgebiet beschrieben und liegt zwischen der Serra do Mar im Osten und den Devonischen Gebirgshängen im Westen.

Eine detaillierte Analyse dieses Bereiches zeigt eine Abfolge von 4 Verebnungsniveaus (AB'SABER und BIGARELLA, 1961; BIGARELLA und AB'SABER, 1964) (Abb. 4a).

⁺) für eine Bodentiefe von 50 cm geschätzt

Das erste (älteste) Niveau entspricht einer fossilen prädevonischen Fläche, die von MAAK (1947) folgendermaßen beschrieben wurde: eine prä-devonische Paläofläche, fossil, mit basalen Sedimenten der Furnas-Formation überdeckt.

Die zweite Verebnung, beschrieben von AB'SABER und BIGARELLA (1961), entspricht der sogenannten Purunãfläche, die während der Kreide- bzw. Eozänzeit entstanden sein dürfte. Nach BIGARELLA, MOUSINHO und SILVA (1965b) entspricht diese Fläche dem Pediplain-Niveau Pd_3 (Abb. 4a-4b).

Als drittes Niveau erscheint die Alto do Iguaçu-Fläche, die von ALMEIDA (1952) beschrieben wurde (AB'SABER und BIGARELLA, 1961) und die möglicherweise der von KING (1957) als "Südamerikanische Fläche" bezeichneten Verebnung entspricht. Es handelt sich um eine Verebnung innerhalb der Curitiba-Hochebene, die zum großen Teil die Sedimentfüllung des Curitiba-Beckens randlich umgibt. Nach BIGARELLA, MOUSINHO und SILVA (1965b) entspricht diese Fläche dem Pediplain-Niveau Pd_2 , das wahrscheinlich im Mitteltertiär angelegt wurde (Abb. 4a-4b).

Als vierte Verebnungsfläche erscheint die Interplateau- oder Intermontanebene, die als Curitiba-Ebene bekannt ist. Nach BIGARELLA und AB'SABER (1964) entstand diese Ebene durch Abtragung der Alto-Iguaçu-Fläche unter einem feuchten Klima und bildete eine Vertiefung in Beckenform, die während des Plio-Pleistozäns mit Sedimenten aufgefüllt wurde; diese Sedimente entsprechen der Guabirotuba-Formation. Nach BIGARELLA, SALAMUNI und AB'SABER (1961) bestehen die Sedimente der Guabirotuba-Formation größtenteils aus den unter feuchtem Klimachemisch zersetzten Gesteinsresten des kristallinen Prä-Cambriums, die unter semi-ariden klimatischen Bedingungen transportiert und abgelagert wurden. Andererseits entspricht die Curitiba-Ebene (BIGARELLA, SALAMUNI und AB'SABER, 1961; BIGARELLA und SALAMUNI, 1962) einer Absenkung der Alto-Iguaçu-Fläche und bildet eine gut definierte Pediplainfläche (Pd_1) (Abb. 4a-4b). Die Landschaft ist ferner gekennzeichnet (BIGARELLA, SALAMUNI und AB'SABER, 1961) durch Anlage jüngerer Erosionsstufen

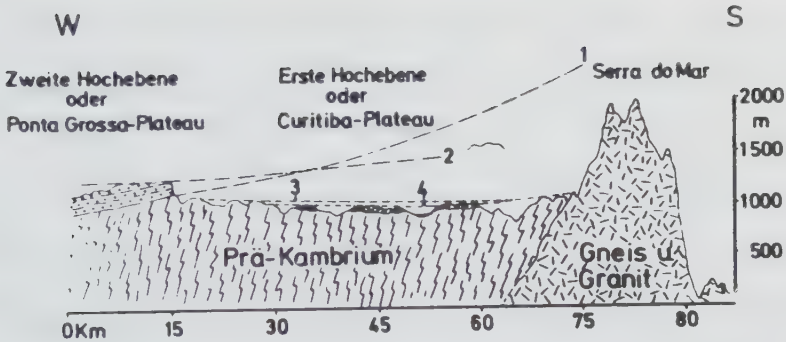


Abb. 4a:

Wichtigste eingeebnete Oberflächen in Paraná. Durchgehendes Profil des ersten Hochplateaus und der Serra do Mar, Breite Curitiba

(1) - Prä-devonische Oberfläche, (2) - Purunã Oberfläche (Pd3)
(3) - Alto Iguaçu Oberfläche (Pd2), (4) - Curitiba Oberfläche (Pd1)
unter welcher sich die Sedimente der Guabirotuba-Formation befinden. Nach BIGARELLA und AB'SABER (1964).

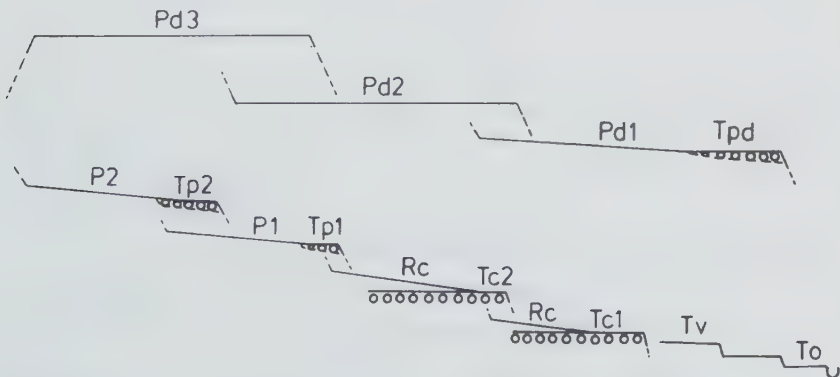


Abb. 4b:

Schematische räumliche Verteilung der verschiedenen Sedimentations- und Erosionsniveaus. Pd-Pediplain; P - Pediment; Tp - Den Pedimenten entsprechende Terrassen; Rc - Kolluvialhänge; Tc - Tiefliegende Terrassen mit Geröllagen; Tr - Überschwemmungsterrassen; To - Gegenwärtiges Überschwemmungsgebiet.
(nach BIGARELLA, MONSINHO und SILVA, 1965b)

und fluviatile Terrassen in verschiedenen Niveaus innerhalb der Pediplainflächen (Abb. 4b).

5 Vegetation

Die Waldvegetation in der bearbeiteten Region wird in subtropische, immergrüne Laubwälder und subtropische Galeriewälder untergliedert. Erstere sind heute praktisch vernichtet infolge der intensiven Ausbeutung der wichtigsten Spezies; nur einzelne kleine Flächen sind in der Region noch erhalten geblieben.

Der immergrüne Naturwald, wenn erhalten, weist drei Schichten auf. Die obere besteht aus *Araucaria angustifolia* (Pinheiro do Paraná, Paraná-Pine), *Ocotea porosa* (Imbuia), *Cedrela fissilis* (Ceder) und vielen anderen Spezies. In der mittleren Schicht dominieren *Podocarpus lamberti* (wilde Pinie), *Ilex paraguariensis* (Mate-Tee) und andere Arten.

Die untere Schicht besteht vorwiegend aus Sträuchern und Gräsern (CENTRO DE PESQUISAS PEDOLÓGICAS, 1974).

Der subtropische Galeriewald, in dem *Sebastiania klotzschiana* (Branquilha) dominiert, ist vorwiegend am Rande des Iguaçu-Flusses sowie seiner wichtigsten Nebenflüsse verbreitet. KLEIN und HATSCHBACH (1962) zitieren auch als wichtige Waldvegetation die "Capões", bestehend aus kleinen Waldhorsten, die sich in der Prärie verteilen. In dieser Vergesellschaftung sind die typischsten Baumarten folgende: *Podocarpus lamberti* (wild Pinie), *Schinus terebenthifolius* (Aroeira), *Rapanea ferruginea* (Capororoca) und einzelne Exemplare von *Araucaria angustifolia*.

Die Prärien können in zwei Gruppen aufgegliedert werden: die reinen Prärien der höheren Lagen (ohne Baumbestand und ohne Beeinflussung durch Überschwemmungen) und die edaphischen Prärien der tieferen Lagen mit häufigen Überschwemmungen (KLEIN und HATSCHBACH, 1962).

Die reinen Prärien, auch natürliche Prärien genannt, bestehen vorwiegend aus verschiedenen Spezies von *Bacharis*, auch bekannt als *Carquejas* und *Paspalum notatum*. In kleinen Vertiefungen dieser Prärien, wo der Boden höhere Feuchtigkeit aufweist, dominieren Cyperazeen. Entlang kleinerer Flüsse und Bäche sind *Citronella congonha* (*Congonha*), *Blepharocalyx mugiensis* (*Cambui*), *Psidium littorale* (*Araçá do Campo*) und andere Spezies angesiedelt.

KLEIN und HATSCHBACH (1962) erwähnen, daß in den natürlichen Prärien, wo der Boden meistens trocken ist, sich Sträucher der Familie der Compositae so stark entwickeln, daß sie das Wachstum von Gräsern behindern. In den natürlichen Prärien auf infolge intensiver Nutzung verarmten Böden wächst *Aristida pallens* (*Barba de Bode*), *Erianthus angustifolius* und andere Spezies dieser Pflanzenfamilie.

Die edaphischen Prärien der Tiefebene (várzeas) sind verbreitet vorwiegend entlang des Rio Iguaçu und seiner Nebenflüsse wie Rio Belém, Atuba, Palmital, Pequeno, Itaquí sowie in anderen Gebieten, die periodischen Überschwemmungen unterworfen sind (KLEIN und HATSCHBACH, 1962). Repräsentative Gräser der edaphischen Prärie sind: *Andropogon virgatus* und *Panicum subjunceum*. Es erscheint auch *Vernonia westiniana* (*Assapeixe* ou *Chama-Rita*) neben anderen Cyperazeen. An Stellen, wo das Wasser länger aufgestaut ist, entwickeln sich dichte Gruppierungen von *Eryngium eburneum* (*Caraguatá*).

2.6 Böden

Über die Genese und Typologie der Böden von Paraná liegen insgesamt relativ wenige Informationen vor.

Die ersten pedologischen Studien mit regionalem Charakter wurden von MAAK (1948) durchgeführt. Die Untersuchungsergebnisse enthalten auch Daten von physikalischen und chemischen Analysen (von C. BODZIAK J.) von repräsentativen Böden der drei Hochplateaus (*Planaltos*). Im Curitiba-

Becken (Alto do Cabral) beschreibt MAAK die physikalischen und chemischen Merkmale eines Bodens, der sich aus altquartären Sedimenten unter einer Prärievegetation entwickelte. Er klassifizierte diesen Typ als "feralsilitisch" in Anlehnung an ein Klassifikationsdiagramm von VAGELER.

BRAMÃO und SIMONSON (1956) beschrieben im Curitiba-Becken einen Boden mit einem schwarz- bis dunkelgrauen A-Horizont über einem roten, bzw. rotgelben bis grauen B-Horizont.

Morphologisch wies der A-Horizont Ähnlichkeiten mit den A-Horizonten von Tschernosemen und der B-Horizont Ähnlichkeiten mit dem Unterboden der Red and Yellow Podzolic Soils auf (vor allem in der Farbe). Die Ergebnisse physikalischer und chemischer Untersuchungen (Körnung, pH, Humus, austauschbare Kationen) zeigten jedoch, daß diese Bodenform zwar in einigen profilmorphologischen Merkmalen mit den entsprechenden Merkmalen von Tschernosemen und Red and Yellow Podzolic Soils übereinstimmt, nach den physikalischen und chemischen Merkmalen jedoch eine eigenständige Entwicklung darstellt.

BRAMÃO und SIMONSON waren der Auffassung, daß der untersuchte Boden repräsentativ für eine große, bisher nicht näher klassifizierte Bodengruppe sei und führten für sie die Bezeichnung "Rubrozem" ein. Diese Bezeichnung wurde 1956 auf dem 6. Intern. Kongress der Bodenkunde in Paris offiziell vorgeschlagen. SOUZA (1961) untersuchte die Verbreitung und Variation der Rubrozeme in der Umgebung von Curitiba. Von 15 beschriebenen Profilen wurden 4 analytisch untersucht. Aus den Resultaten folgerte er, daß die Böden der Rubrozem-Gruppe als ziemlich homogen in Bezug auf ihre physikalischen und chemischen Merkmale einzustufen sind.

Im Untersuchungsgebiet sind die Rubrozeme mit einem bedeutenden Flächenanteil vertreten. So werden z.B. 48 % der Fläche des Stadtkreises von Curitiba von Rubrozemen eingenommen.

Die erste Flächenkartierung und Klassifizierung von Böden in der Umgebung von Curitiba erfolgte durch BODZIAK und SOUZA (1965). Dabei wurden folgende Hauptbodentypen ausgeschieden: Rubrozem, mediterrane Braun-

erde, Oxi-Gley, Anmoor-Gley, Auenboden und Niedermoor.

SOUZA, TOURINHO und ROCHA (1967) führten die erste Kartierung und morphologische Klassifizierung der Böden im zentralen und südlichen Teil des 1. Planaltos durch unter Einbeziehung des südlichen Bereichs des Curitiba-Beckens. Dabei wurden folgende flächenrepräsentative Bodentypen ausgeschieden: Rubrozem, humusreicher Latosol, Red and Yellow Podzolic Soil sowie verschiedene hydromorphe Varianten.

LIMA (1974) studierte die Genese einiger Profile der Rubrozem-Gruppe und versuchte sie sowohl nach den Normen der DIVISÃO DE PESQUISA PEDOLOGICA, 1972 als auch nach den Normen des SOIL

SURVEY STAFF (1967) zu klassifizieren. Nach der brasilianischen Norm sind Rubrozeme zu charakterisieren als terrestrische Böden mit einem gut entwickelten A-Horizont und einem lehmig-tonigen Textur-B-Horizont mit hoher Kationenaustauschkapazität und einer hohen Al-Belegung des Sorptionskomplexes (álico). Nach dem amerikanischen System entsprechen die Rubrozeme der Familie Homoxic Palehumult, sehr tonig, thermisch.

Als Resultat seiner Untersuchungen kommt LIMA zu dem Schluß, daß die Rubrozeme annähernd den Red and Yellow Podzolic Soils entsprechen, daß jedoch die Unterschiede, vor allem bei den chemischen Merkmalen, es rechtfertigen, sie als eine eigenständige Bodengruppe zu behandeln, wie dies bereits von BRAMÃO und SIMONSON (1956) vorgeschlagen wurde.

Bei den bodentypologischen Untersuchungen des CENTRO DE PESQUISAS PEDOLÓGICAS 1974, im südwestlichen Teil des Staates Paraná wurden im nördlichen Teil des Curitiba-Beckens sowie in der angrenzenden Zone folgende Bodengruppen ausgeschieden: Rubrozem mit toniger Textur; Latosol Vermelho Amarelo - , (álico-câmbico (A-Proeminente) und toniger Textur; Podzólico Vermelho Amarelo mit gut entwickelten A und toniger Textur; Cambisol álico mit gutem entwickeltem A und toniger Textur; Podzólico Vermelh Amarelo-cambico; gleyartige hydromorphe Böden; organische Böden mit hoher Al-Sättigung (50 %, "álico"). Neuere Arbeiten enthielten auch die Ergebnisse der Anwendung analytischer Methoden, wie sie vor allem in Europa und den USA verwendet werden.

stellten LIMA (1974) und LIMA u. a. (1977) fest, daß die Tonminerale des Rubrozems im Curitiba-Becken vorwiegend aus Kaolinit (40 %), Montmorillonit (21 %), Mica (20 %), Vermiculit (10 %), Allophan (9%) und Gibbsit (%) zusammengesetzt sind.

Die mikromorphologische Analyse belegte die Anwesenheit von Illuvialcutanen im B-Horizont. Die Sandfraktion setzte sich zusammen aus: Quarz (90 %), Schwermineralen und eisenhaltigen Konkretionen, wahrscheinlich Magnetit und Ilmenit oder Hämatit. Feldspat wurde nur in geringer Menge in einigen Proben festgestellt. Turmalin war nur in einer Probe vorhanden.

Unter den verschiedenen Arbeiten im Randbereich des Curitiba-Beckens sind die Studien von SANTOS FILHO (1977) hervorzuheben. Es sind Untersuchungen zur Genese einiger wichtiger Böden, die in Paraná vorkommen. Sie führten zu neuen Erkenntnissen über die Genese der Latosole, die sich im Bereich des ersten Paraná-Hochplateaus auf präkambrischen Gesteinen entwickelten. Schwerpunktmäßig wurde der Gehalt an pedogenen Tonen, die Eisendynamik und der Tonmineralbestand untersucht. Demnach sind diese Latosole als Ferralsols (FAO) bzw. ferrallitische Oxisols einzustufen.

3. UNTERSUCHUNGSMETHODEN

3.1 Auswahl des Studiengebietes

Mit Hinblick auf das Ziel vorliegender Arbeit "Erforschung der Beziehungen zwischen Bodenentwicklung bzw. Bodenzustand und der geomorphologischen Prägung der Landschaft" wurden zwei Gebiete im sedimentären Curitiba-Becken ausgesucht, zu deren Auswahl pedologische, geomorphologische und geologische Kriterien herangezogen wurden (unterschiedliche Ausgangsgesteine, verschiedene geomorphologische Formenstruktur der Teillandschaften, große Varianz von Bodentypen).

Das erste ausgewählte Gebiet liegt am Nordrand des Curitiba-Sedimentbeckens um Curitiba und wird als "área do Canguiri" gekennzeichnet. In diesem Gebiet sind vorwiegend die Tone der Guabirotuba-Formation bodenbildend.

Das zweite ausgewählte Gebiet liegt im Südteil des Curitiba-Beckens, wo die Sedimente direkt auf dem kristallinen Grundgebirge liegen. Dieses ist durch verwitterte Migmatite gekennzeichnet, mit oberflächlich aufliegenden linsenförmigen Tonen.

Beide Gebiete sind gekennzeichnet durch verschiedene geomorphologische Formen sowie unterschiedliche Böden der Umgebung.

3.2 Entnahme und Vorbereitung der Proben

In verschiedenen typischen Toposequenzen wurden Proben aus 21 Bodenprofilen entnommen (s. Abb. 2a und 2b). Die Beschreibung der Profile erfolgte nach den Normen des MANUAL DE MÉTODOS DE TRABALHO DE CAMPO (1967). Proben der verschiedenen Ausgangsgesteine, unverwittert und angewittert (Regolith), wurden ebenfalls entnommen. Ca. 2 kg Material wurde pro Horizont entnommen. Im Labor wurden die lufttrockenen Proben durch ein 2 mm-Sieb gesiebt. Ein Teil dieses Materials (ca. 500 g)

wurde gemahlen und auf maximal 0,2 mm zerkleinert. Die Einwaagen für die meisten Extraktionsverfahren wurden aus dem gemahlenden Material < 0,2 mm vorgenommen.

3.3 Bodenchemie

3.3.1 C-Gehalte, pH-Werte, Glühverlust

C_t -Bestimmung an 105° C trockener Feinerde < 2 mm durch Oxidation der organischen Substanz mit 0,4 n Kaliumdichromatlösung und anschließender Titration mit Eisen-Ammon-Sulfat gegen Diphenylamin als Indikator. Methode nach TIURIN (vgl. VETTORI, 1969).

Potentiometrische Bestimmung des pH-Wertes in destilliertem Wasser. Verhältnis Boden: Lösung wie 1 : 2, 5 (vgl. VETTORI, 1969).

Glühverlustbestimmung an ca. 3 g 105° C trockener Feinerde < 0,2 mm. Durch 10 std. Glühen bei 650° C im Muffelofen.

3.3.2 Austauschbares Ca, Mg, Al und K

Bestimmung des austauschbaren Ca, Mg und Al durch Extraktion mit 1 n KCl beim pH des Bodens (vgl. VETTORI, 1969); Boden: Extraktionsmittel im Verhältnis 1:20. In einem Aliquot des Extraktes wurde Al durch Titration mit 0,05 n NaOH gegen Bromthymolblau bestimmt. Anschließend wurde im gleichen Aliquot das Bromthymolblau zerstört und die Lösung in 2 gleiche Teile aufgetrennt. Ein Teil wurde auf pH 10 gepuffert, die Stör-Ionen maskiert und Ca + Mg komplexometrisch mit 0,0125 m EDTA gegen Eriochrom-schwarz T bestimmt. Der andere Teil wurde mit KOH alkalisch gemacht und darin nach Maskierung der Stör-Ionen Ca komplexometrisch mit 0,0125 m EDTA gegen Murexid bestimmt. Der Mg-Anteil wurde durch Subtraktion ermittelt.

Bestimmung des austauschbaren Kaliums erfolgte durch Extraktion mit 0,05 n HCl (vgl. VETTORI, 1969). Boden-Extraktionsmittel im Verhältnis 1 : 10. Anschließend wurde das K flammenphotometrisch gegen entsprechende Eichkurven bestimmt.

3.3.3 Austauschbares H + Al

Der Boden wurde im Verhältnis 1 : 15 mit 1 n Calciumacetatlösung bei pH 7 extrahiert. Anschließend wurde in einem Aliquot des Extraktes Al + H durch Titration mit 0,1 n NaOH gegen Phenolphthalein bestimmt (vgl. VETTORI, 1969). Berechnung des H-Wertes durch Differenzbildung von $(H + Al) - Al$. Diese Art der Bestimmung des H-Wertes wird strengen analytischen Maßstäben nicht gerecht, da Al nach einer anderen Methode als H + Al bestimmt wurde. Die Methode wurde dennoch angewandt, da sie als Norm-Methode für Bodenuntersuchungen in Brasilien offiziell eingeführt ist.

3.3.4 S-Wert und V-Wert

S-Wert: Summenbildung von K, Ca und Mg.

T-Wert: Summenbildung $(H+Al)+S$ -Wert

V-Wert: errechnet: $100 \times S/T$

3.3.5 Sesquioxidfraktionierung

Bestimmung der pedogenen Fe-, Al- und Mn-Oxide nach MEHRA und JACKSON (1960); SCHLICHTING und BLUME (1966). 2 g 105° C trockene Feinerde $< 0,2$ mm wurde 2 x mit je 50 ml citratgepufferter Dithionitlösung bei pH 7,3 und 80° C 15 Minuten unter Rühren extrahiert, anschließend zentrifugiert und mit 0,2 n $MgSO_4$ -Lösung gewaschen. Die gesammelten

Extrakte wurden auf 200 ml aufgefüllt.

Bestimmung des oxalatlöslichen Fe, Al, Mn und Si nach TAMM (1922)
modifiziert nach SCHWERTMANN (1964).

1 g 105° C trockene Feinerde < 0,2 mm wurde mit 100 ml saurer Ammon-oxalatlösung bei pH 3,2 unter Ausschluß von Licht extrahiert und filtriert.

Bestimmung des pyrophosphatlöslichen Fe, Al und Mn nach THOMANN (1963).

2 g 105° C trockene Feinerde < 0,2 mm wurde mit 100 ml Extraktionslösung (0,1 m $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ + 0,5 m Na_2SO_4) über Nacht geschüttelt, anschließend bei 3000 U/Min. 15 Minuten zentrifugiert und die klare überstehende Lösung abdekantiert und zur Messung verwendet.

Die Elementbestimmungen erfolgten am Flammen-AAS. Vor der Messung mußten die Extrakte mindestens 1 : 10 verdünnt werden. Zur Herstellung von Eichstandards wurden Extraktionslösungen der gleichen Konzentration verwendet wie zur Extraktion der Bodenproben.

3.3.6 Totalanalyse der Boden-, Gesteins- und Regolithproben

Säureaufschluß mit HF/HClO_4 nach JACKSON (1958) zur Bestimmung der Gesamtgehalte an Al, Fe, Mn, Mg, Ca, K, Na, P, und Ti. Si als Differenz zwischen Glühverlust und der Summe der schon analysierten Elemente. Einwaage: 0,1 g gemörserte Feinerde (105° C getrocknet). Abrauchen mit 5 ml HF und 1 ml HClO_4 bei 210° C; Lösendes trockenen Rückstandes mit 10 ml 5 n HCl; quantitatives Überspülen mit destilliertem Wasser in 100 ml Meßkolben; Aufbewahrung der Lösung in PE-Gefäßen.

Bestimmung aller Elemente außer P spektrometrisch gegen Eichkurven mit AAS. Die Eichlösungen enthielten alle Hauptelemente außer Si in häufig auftretenden Konzentrationsverhältnissen.

Messung von Fe, Mn und Mg in Absorption in oxidierender Luft/Acetylen-Flamme.

Messung von K und Na in der gleichen Flamme in Emission.

Messung von Ca nach Verdünnung mit 1 %iger LaNO_3 -Lösung in reduzierender Luft/Acetylen-Flamme in Absorption.

Messung von Al und Ti mit Lachgas/Acetylenflamme in Absorption.

P-Bestimmung kolorimetrisch als reduzierter blauer Molybdatkomplex nach MURPHY und RILEY (1962). Die Messung erfolgte bei 710 nm im 2-Strahl-Spektralphotometer.

Schmelzaufschluß mit Borat zur Bestimmung von Si

1 g der vorher bei 650°C geglühten Probe (Feinerde $\leq 0,2\text{ mm}$) wurde mit 4 g Spektromelt A 12 (66 % Li_2B_4 /34 % LiBO_2) bei 1200°C 8 Minuten aufgeschlossen und zu einer homogenen glasartigen Schmelztablette gegossen.

Bestimmung von Si mit Röntgenfluoreszenz. Die gemessenen Intensitäten der K α -Linien wurden durch einen Commodore-Computer mittels eines speziell für Boden- und Gesteinsproben erstellten Meßprogrammes in Gehalte umgerechnet. Zur Eichung dienten internationale Standards (WASHINGTON, NANCY).

3.4 Mineralbestand

3.4.1 Schwermineraluntersuchung

Die Schwermineralanalyse wurde an der Fraktion 0,2 - 0,05 mm durchgeführt (vgl. MÜLLER, 1964).

Die Gewinnung der Korngrößenfraktion 0,2 - 0,05 mm erfolgte mittels Naßsiebung nach Sesquioxidzerstörung, H_2O_2 -Behandlung und Dispergierung der Feinerde mit 1 n NaOH.

Die Abtrennung der Schwerminerale erfolgte nach 2 verschiedenen Methoden, die sich nicht qualitativ, sondern nur hinsichtlich des Zeitaufwandes unterscheiden:

- a) An den Fraktionen der Proben des Gebietes Canguirí (Profile 1 - 14) erfolgte die Abtrennung im Scheidetrichter mit Tetrabromäthan ($d = 2,9$).
- b) An den Fraktionen der Proben des Gebietes Umbará (Profile 15-21 und Gesteins- und Regolith-Proben) wurde die Abtrennung in der Zentrifuge mit Bromoform ($d = 2,88$) durchgeführt.

Die erhaltenen Schwerminerale wurden mit Methanol gewaschen und anschließend bei 60°C getrocknet und gewogen.

Zur Identifizierung wurden sie auf Objektträgern in Arochlor ($n = 1,66$) eingebettet (vorher wurde der Hauptbestandteil Magnetit mit einem Magneten entfernt) und pro Präparat mindestens 200 - 400 Körner unter einem Polarisationsmikroskop ausgezählt.

3.4.2 Tonmineraluntersuchung

Vorbehandlung und Dispergierung erfolgte wie bei der Korngrößenbestimmung. Danach wurde durch mehrfaches Schlämmen nach ATTERBERG (1912) - vgl. SCHLICHTING und BLUME (1966) - und anschließender Koagulation die Tonsubstanz gewonnen.

Zur Tonmineraluntersuchung mittels Röntgenbeugung wurden Texturpräparate nach DÜMLER und SCHRÖDER (1965) angefertigt. Die Texturpräparate wurden folgenden Behandlungen unterworfen:

Mg-Belegung lufttrocken; Mg- (Glykol-Belegung lufttrocken; K-Belegung 50°C ; K-Belegung 400°C ; K-Belegung 600°C .

Die Röntgenbeugungsdiagramme wurden mit Philips 3 kW Röntgengenerator Mikro 1130 in Verbindung mit Zählrohr-Interferenz-Goniometer mit Co-K α Strahlung aufgenommen.

Bei der Differentialthermoanalyse (DTA) erfolgte die Aufnahme der Thermokurven mit einer Aufheizgeschwindigkeit von $10^{\circ}\text{C}/\text{Min.}$ und in einem Temperaturbereich von 20 - 1000°C .

3.5 Korngrößenanalyse

Als Vorbehandlung der luftgetrockneten Feinerde (< 2 mm) wurden die Sesquioxide mit Dithionit-Citrat bei pH 7, 3 und 80° C extrahiert und anschließend die organische Substanz mit H_2O_2 oxidiert.

Die Körnung wurde nach der Methode der kombinierten Sieb- und Schlämmanalyse bestimmt (vgl. VETTORI, 1969; MEDINA und GROHMANN, 1962).

Dispergiert wurde mit 1 n NaOH (bei Proben mit schlechter Dispergierung mit 0,4 n Na-Pyrophosphat) und anschließender Ultraschallbehandlung.

Naßsiebung der Sandfraktionen 2,0 - 0,2 mm, 0,2 - 0,05 mm. Bestimmung der Tonfraktion kleiner als 0,002 mm nach der Pipettmethode (vgl.

MEDINA und GROHMANN, 1962). Die Fraktion 0,05 - 0,002 mm wurde durch Differenzbildung ermittelt.

3.6 Luftbildinterpretation und Basiskarten

Zur Luftbildinterpretation der geomorphologischen Situation wurden panchromatische Luftbilder im Maßstab von 1 : 40 000 verwendet. Als Interpretationshilfe wurden folgende Basiskarten verwendet: Geologische Karte im Maßstab 1 : 50 000; Topographische Karte im Maßstab 1 : 10 000 und Bodenkarten im Maßstab 1 : 300 000.

Zur Interpretation der Luftbilder wurden zwei Methoden angewandt: Logische Interpretationsmethode von Luftbildern, entwickelt von MAX GUY in RIVERAUX (1969); Methode der Elementanalyse, entwickelt durch BURINGH (GOOSEN 1968).

3.7 Klassifizierung der Böden

Das CENTRO DE PESQUISAS PEDOLÓGICAS DE MINISTÉRIO DA AGRICULTURA entwickelt z. Zt. ein Klassifizierungssystem für die brasilianischen Böden, das zum Teil auf dem älteren amerikanischen Klassifikationssystem der Böden (THORP und SCHMITT, 1949 in OLIVIERA, 1972b) und zum Teil auf dem neueren Klassifizierungssystem der amerikanischen Böden (SOIL SURVEY STAFF, 1960, 1967) fußt; vgl. auch BOLETINS TÉCNICOS DO MINISTERIO DA AGRICULTURA (COMISSÃO DE SOLOS, 1960; DIVISÃO DE PESQUISA PEDOLÓGICA, 1971, 1972, 1973; CENTRO DE PESQUISAS PEDOLÓGICAS, 1974).

In der vorliegenden Arbeit werden zur Beschreibung der untersuchten Profile die brasilianischen Einteilungen verwendet. In Kapitel 5.2.8. wird das brasilianische Klassifizierungssystem mit dem System der "7th Approximation" und der FAO tabellarisch verglichen.

4. LITERATURÜBERBLICK ÜBER UNTERSUCHUNGEN ZUR KENNZEICHNUNG DER BEZIEHUNGEN ZWISCHEN BODENBILDUNG UND GEOMORPHOLOGIE

In vielen Studien wurde der Frage nachgegangen, ob die geographische Verteilung der Bodenformen aus Beziehungen zwischen Bodengenese und geomorphologischer Ausformung der Landschaft erklärbar ist. Als Fazit der Untersuchungen kann festgestellt werden, daß eine enge Beziehung vielfach klar erkennbar ist. Die Kenntnis der geologischen und geomorphologischen Verhältnisse ist in der Regel von großer Wichtigkeit, um die Genese der Böden sowie deren geographische Verteilung zu verstehen (BOULAINÉ, 1956; RUHE, 1960; TRICART, 1969; DANIELS, GAMBLE und CADY, 1971).

In zahlreichen Forschungsarbeiten wurde eine enge Verknüpfung zwischen der Entwicklung der Böden und der Morphogenese einer Region dokumentiert (JONGEN, 1957; COMISSÃO DE SOLOS, 1960; TRICART und MICHEL, 1965a; TRICART und MICHEL, 1965b; THORP, 1965; RUELLAN, 1971 in PENTEADO, 1974; HACK, 1972; MOTTI und MOTTI, 1975).

Andere Studien ergaben, daß pedologische und landschaftliche Gegebenheiten oft speziell die stratigraphischen und strukturellen Eigenschaften von Alluvionen bestimmen (SCULLY und ARNOLD, 1979) oder eng mit der Art des im Untergrund vorhandenen Gesteinsmaterials korreliert sind (MOSS, 1965; GURY und DUCHAUFOUR, 1972; AZOLIN, 1975; AZOLIN, KLAMT und SANTOS, 1975; QUEIROZ NETO, CARVALHO, JOURNAUX und PELLERINI, 1973).

Bekanntlich hat das Klima im Holozän und im Pleistozän große Schwankungen durchgemacht. Ferner wurden sowohl in der Vergangenheit, als auch in der Gegenwart verschiedene Aspekte des Klimaeinflusses auf die Pedogenese intensiv erforscht (THORP, 1965; STEPHENS, 1965; DANIELS, GAMBLE und CADY, 1971; TRICART, 1969; JENNY, 1941). Andere Studien widmen sich den Beziehungen zwischen klimatischen Veränderungen und dem Vorkommen von begrabenen Böden (JESSUP, 1960) oder versuchen die Erhaltung von Reliktformen eines Reliefs mit spezifischen Vegetationstypen

in Beziehung zu setzen (CHRISTOFOLETTI, 1968). Die weltweit festzustellende Abhängigkeit der Entwicklung bestimmter Böden von den klimatischen Bedingungen wurde u. a. von GANSSEN (1960, 1972), GANSSEN und HÄDRICH (1965) und BUNTING (1965) ausführlich dargestellt. KNEIB, MIEHLICH und ZÖTTL (1973) konnten im Hochland von Mexiko deutlich in den verschiedenen geologischen Formationen unterschiedliche Bodenentwicklungen feststellen, die von der jeweiligen Höhenlage bzw. dem klimatischen Niveau abhängig sind.

Andere Studien beweisen den Einfluß der klimatischen Änderungen, vorwiegend während des Pleistozäns, auf die Bildung von Pediplainflächen (BIGARELLA und SALAMUNI, 1962; BIGARELLA und AB' SABER, 1964; BIGARELLA, 1975; FÖLSTER, 1964a; TRICART und MICHEL, 1965b; ROHDENBURG, 1970; SEMMEL und ROHDENBURG, 1979).

Andererseits ist BÜDEL (1977, in SEMMEL und ROHDENBURG, 1979) der Auffassung, daß subtropische Gegenden (wozu auch der Süden Brasiliens zählt) während des jüngeren Tertiärs sowie Quartärs keinen so drastischen Änderungen des Klimas ausgesetzt waren, daß dadurch eine deutliche Änderung des Reliefs hätte hervorgerufen werden können. Während nach KING (1956) in Brasilien die Unterbrechungen der Aplanierungszyklen tektonisch bedingt sind, glauben BIGARELLA und AB' SABER eher an eine zyklische Wiederholung, hervorgerufen durch klimatische Veränderungen (BIGARELLA, MOUSINHO und SILVA, 1965a).

Nach BÜDEL (1970) vollzieht sich die Bildung von Pedimenten und Pediplains auch im gegenwärtigen Klima, obwohl zahlreiche Untersuchungen ergeben haben, daß die meisten morphologischen Einheiten sich während vergangener Klimaveränderungen entwickelt haben. Eine rezente Verebnungsbildung wurde auch von LOUIS (1964) in Tanganyika, einem begrenzten klimatischen Gebiet, festgestellt.

Alte Pediplainflächen sowie Relikte derselben werden häufig mit Böden in fortgeschrittenem Entwicklungsstadium oder mit durch Erosionsprozesse verjüngten Böden in Verbindung gebracht (COMISSÃO DE SOLOS, 1960;

RANZANI, PENTEADO E SILVEIRA, 1972; LEPSCH und BUOL, 1974; BOULAINÉ, 1956; JOURNAUX, PELLERIN, QUEIROZ NETO, CARVALHO, MORAES, FIGUEIREDO, CERRI KOHLER, SUDO, OLIVEIRA, BERTOLDO DE OLIVEIRA, PENTEADO, AGUIAR, MODENESI, NAKASHIMA, HERZ, DIAS FERREIRA, SILVA, 1974).

RANZANI, PENTEADO E SILVEIRA (1972) konnten auf einer alten Pediplainfläche (höchstes Niveau des östlichen Hochplateaus von São Paulo) den ältesten regionalen Paläoboden (Reliktboden) lokalisieren. Soweit feststellbar, ist die Entwicklung dieses Bodens nicht durch erwiesenen Abtrag oder Akkumulation allochthonen Materials gestört worden. RUTTEN, BOUTEYRE und VIGNERON (1963) stellten während der pedologischen und landwirtschaftlichen Untersuchung von roten Mediterranböden u. a. fest, daß deren Vorkommen an alte Erosionsflächen gebunden ist und ferner örtlich abhängig ist von der Art der Ablagerungsprozesse der Oberflächen-sedimente.

AZOLIN (1975) und AZOLIN, KLAMT und SANTOS (1975) wiesen auch einen Zusammenhang zwischen der Mineralogie der von ihnen untersuchten Böden und den geomorphologischen Gegebenheiten des Untersuchungsgebietes nach. BOUTEYRE und TONI (1972) konnten anhand geomorphologischer Kriterien bei salzhaltigen Böden Probleme ihrer systematischen Einordnung lösen.

Häufig wird zur Charakterisierung reliefabhängiger Bodensequenzen die Bezeichnung Catena verwendet. In hängigen Lagen erlaubt die Zusammenfassung von Bodenformen verschiedener Höhenstufen zu Catenen eine bessere Interpretation der reliefbedingten Interdependenz solcher Bodenentwicklungen. (MANUAL DE LEVANTAMIENTO DE SUELOS, 1965; GANSSEN und MOLL, 1961, MAIGNIEN, 1960, ZÖTTL, 1970).

VAN WAMBEKE (1967) konnte anhand von Austauschkapazitätsbestimmungen eine Bodenklasse abgrenzen, die charakteristisch ist für eine alte und stabile tropische Landschaft. ESWARAN und SYS (1976) konnten Unterschiede in den Gehalten von aktivem (Fe_o) und freiem (Fe_d) Eisen mit bestimmten Reliefpositionen korrelieren.

ALEXANDER (1974) verwendete die Gehalte von aktivem und freiem Eisen zur Altersfeststellung von Böden, die sich auf Terrassen entwickelt hatten und beobachtete, daß das Verhältnis Fe_o/Fe_d nicht aussagekräftig genug ist, um alleine verwendet zu werden, aber zusammen mit anderen Kriterien zu verwenden ist.

Die Anwendung der Luftbildauswertung sowie anderer moderner Methoden führt zu einer besseren geomorphologischen Charakterisierung sowie zu einem besseren Verständnis der geographischen Verteilung von Böden in Landschaften. PARRA, ROCHA, AGUDELO und SARMIENTO (1972) heben hervor, daß die geologische und geomorphologische Luftbildauswertungen von großem Nutzen für die Charakterisierung der Böden war.

SOUZA (1975), MARCHETTI (1969), GEVAER (1974) und ESPINDOLA (1977) verwendeten Luftbilder bei der Bearbeitung verschiedener hydrographischer Becken- und Flußnetze in unterschiedlichen Gebieten mit dem Ziel, eine Charakterisierung der Bodengruppen durchzuführen. ROCHA (1973) verwendete die Luftbildinterpretation in Verbindung mit Geländearbeiten, um verschiedene Bodeneinheiten in der Landschaft zu definieren.

Simultanstudien der Geomorphologie und Pedologie erlaubten ein besseres Verständnis der pedogenetischen Prozesse sowie der Morphogenese (BLANCANEUX und POUYLLAU, 1977; BLANCANEUX, POUYLLAU und SEGALIN, 1978; QUEIROZ NETO, CARVALHO, JOURNAUX und PELLERIN, 1973 und andere). ROCHA (1971) charakterisierte durch geologische und geomorphologische Informationen größere homogene Regionen in denen dann Mikroregionen anhand von Boden-, Klima- und Vegetationsunterschieden abgegrenzt wurden.

Studien zur Genese und Klassifikation der Böden stützten sich häufig auf geomorphologische oder physiographische Gegebenheiten, um die Böden nach geographischen Kriterien zu gruppieren und um ihre Genese besser zu verstehen (z. B. MOLL, 1959, 1964; GOOSEN, 1968; HÄDRICH, 1962, 1966; BREZESOWSKI, 1965).

Vielfach wird der Versuch unternommen, Verebnungsflächen mit bestimm-

ten Bodenentwicklungen zu korrelieren. So werden die Vorkommen von Latosolen (Oxisol) außerhalb der Kerntropen mit alten Erosionsflächen oder Relikt-Oberflächen in Verbindung gebracht, die sich als Bestandteile älterer fluviatiler Terrassen oder Pedimente erhalten hatten (BUOL, HOLE und Mc. CRACKEN, 1973; QUEIROZ NETO und MODENESI, 1969; RUHE und CADY, 1954).

Andere Studien haben gezeigt, daß Latosole vergesellschaftet mit Ultisols auftreten (LEPSCH und BUOL, 1974). Die Ultisole befinden sich dann am erodierten Hang der Verebnungsfläche. Auch auf tiefer gelegenen Verebnungsflächen aus Abtragsmaterial von höherem Niveau kommen Latosole vor (QUEIROZ NETO, 1973; BUOL u. a. 1973). In solcher Position, also auf jüngeren Verebnungen aus altem transportiertem Material, beschreiben QUEIROZ NETO und CASTRO, 1974 ebenfalls Latosole (QUEIROZ NETO, 1973; BUOL, HOLE und MC CRACKEN, 1973).

Bei großer Ausdehnung von Verebnungsflächen und Abwandlung der Klimabedingungen (z. B. Niederschlag) trifft man entsprechend verschiedene Ausbildungsformen von Latosolen an (BEINROTH u. a. 1974).

DIAS FERREIRA und QUEIROZ NETO (1974) beschreiben Böden vom Typ Regosol mit Übergang zum Latosol, die sich auf älteren plio-pleistozänen Flächen gebildet haben und an den Hängen die Entwicklung von Böden mit einem texturalen B-Horizont.

BENNEMA, CAMARGO und WRIGHT (1962) sind der Meinung, daß die Latosole und Ultisole Brasiliens genetisch voneinander unabhängig sind; das heißt, daß sie nicht (immer) als zwei Stufen einer Entwicklungsreihe aufzufassen sind, wie es von der COMISSÃO DE SOLOS (1960) gedeutet wurde. Die COMISSÃO DE SOLOS (1962 in ESPINDOLA, 1977) unterstützt die Idee, daß die Latosole aus allochthonem Material entstanden, in dem möglicherweise noch kaum Verwitterung bzw. Bodenbildung abgelaufen war.

Studien in alluvialen Gebieten, durchgeführt von ROCHA (1973), BRZESOWSKI (1975); GOOSEN (1968); ZINK (1969), belegten ebenfalls Zusammenhänge zwischen Böden und Reliefformen. Man muß natürlich in

Betracht ziehen, daß die Erkennung solcher Zusammenhänge auch vom Niveau der Taxonomie und Kartographie abhängig ist.

Trotz der erwähnten positiven Ergebnisse hinsichtlich der Erkennung der Beziehung zwischen Böden und Morphologie ist in Betracht zu ziehen, daß verschiedene Faktoren eine Korrelation verwischen können. So stellten PENTEADO und RANZANI (1973) fest, daß die Einebnung einer Bodensequenz (Marilia Pediplain) zu einer Umkehr der Chronosequenz führte, die von der COMISSÃO DE SOLOS (1960) als normale Abfolge angenommen wurde. In den höheren Niveaus finden sich jüngere Böden, während in den tieferen Erosionsniveaus sich besser entwickelte, also intensiver verwitterte Böden vorfinden. Nach dem Zustand der Materialverwitterung sind diese Böden "älter". Bei Berücksichtigung der Landschaftsgeschichte muß man jedoch annehmen, daß sie nicht älter sind als die Böden der höheren Flächen. Eine mögliche Erklärung für diesen Fall ist ein Erosions- und Vertiefungsprozeß des Pediplains mit Akkumulation des transportierten Verwitterungsmaterials in tiefer gelegenen Geländepositionen.

5. DARSTELLUNG UND DISKUSSION DER UNTERSUCHUNGS- ERGEBNISSE

5.1 Die Materialkomponenten und geomorphologischen Einheiten des untersuchten Gebietes

Bei der Beschreibung der Materialkomponenten (Gesteins- und Bodenmaterial) und der geomorphologischen Einheiten des Untersuchungsgebietes sollen spezielle Merkmale der verschiedenen geomorphologischen Einheiten zusammen mit physikalischen, chemischen und mineralogischen Merkmalen der anstehenden Gesteine und der Böden gewertet werden mit dem Ziel, die Beziehungen zwischen Pedogenese und Morphogenese darzustellen.

Im Curitiba-Becken wurden von BIGARELLA u. a. detaillierte Untersuchungen über Geomorphologie, Sedimentologie und Genese durchgeführt (BIGARELLA und SALAMUNI, 1959, 1962; BIGARELLA, SALAMUNI und AB'SABER, 1961; BIGARELLA und AB'SABER, 1964; BIGARELLA, MOUSINHO und SILVA 1965b; BIGARELLA, 1975).

Bei der vorliegenden Untersuchung wurden Boden- und Gesteinsproben einem kombinierten Analysenprogramm unterworfen (Totalanalyse, Bestimmung pedogener Oxide, Tonmineralbestimmung, Schwermineralbestimmung, Körnungs-analyse u. a.), um die Materialkomponenten zu charakterisieren.

In mehreren Teilgebieten (Canguirí, Umbará, Guatupê und Atuba) wurden über 40 Aufschlüsse registriert. Aus 21 Profilen wurden aus jeweils mehreren Tiefenstufen unter Berücksichtigung der morphologisch erkennbaren Horizonte Proben entnommen. Die Profilauswahl erfolgte unter dem Gesichtspunkt einer weitgespannten Erfassung pedisedimentärer, kolluvialer und alluvialer Bodenbildungen und ihrer zugehörigen Ausgangsmaterialien.

Zur Beschreibung der geomorphologischen Einheiten wurden Höhenkarten, geologische Karten, Luftbilder und Geländebeobachtungen ausgewertet.

Zur Luftbildauswertung wurden die Methoden von BURINGH (in GOOSEN 1968) und GUY (in RIVEREAUX 1969) benutzt.

5.1.1 Materialeigenschaften der bodenbildenden Festgesteine und Lockersedimente

Die Sedimente lagern direkt auf dem kristallinen Grundgebirge, das hier vorwiegend aus Migmatiten besteht. Die Sedimente bilden eine Abfolge aus Tonen und Arkosen sowie in geringerem Umfang aus grobklastischen Ablagerungen (BIGARELLA und SALAMUNI, 1959) und Süßwasserkalken vom Kalische-Typ. Diese Sedimentabfolge erhielt den Namen Guabiro tuba-Formation (BIGARELLA und SALAMUNI, 1962).

Die Guabiro tuba-Formation besteht aus einer Reihe von alluvialen Fächern und fluviatilen Ablagerungen oder auch aus Playasedimenten (BIGARELLA und SALAMUNI, 1962) und hat eine Durchschnittsmächtigkeit von zirka 30 m, wobei an einigen Stellen bis zu 90 m Mächtigkeit festgestellt wurde (FUCK u. a. , 1969). Meistens sind die Sedimente dieser Formation nicht verfestigt oder bestenfalls durch Calciumcarbonat zementiert. Die Ausdehnung des Beckens kann anhand der zahlreichen Aufschlüsse der Guabiro tuba-Formation festgestellt werden, die um den Zentralbereich des Beckens peripher verteilt sind.

Das kristalline Grundgebirge besteht vorwiegend aus Migmatiten, die meistens tief verwittert sind, so daß der Regolith eine Mächtigkeit zwischen 5 und 10 m, manchmal auch mehr, erreichen kann. Das Grundgebirge ist gut aufgeschlossen in der Umgebung von Curitiba, jedoch seltener im Innern des Beckens (BIGARELLA und SALAMUNI, 1962).

Somit sind die repräsentativen Materialien des untersuchten Gebietes vorwiegend Tone, Migmatite, Pedisedimente, kolluviale und alluviale Materialien, Arkosen und grobklastische Ablagerungen.

Die Tone sind nicht verfestigte Beckentone. Ihre Farbe ist meist grau, grau-grün, rot oder violett. Bei Verwitterung entstehen überwiegend rötliche Mischfarben. Diese Materialien zeigen eine geringe Mächtigkeit im Randbereich des Curitiba-Beckens, werden aber mächtiger im Zentralbereich, also dort, wo das Becken tiefer war (BIGARELLA und SALAMUNI, 1959).

Die Arkosen sind Sande mit einem Feldspatgehalt von 20 - 40 %, die im ganzen Becken meist in Form von Linsen in den Tönen vorkommen (BIGARELLA und SALAMUNI, 1962, 1959).

Die grobklastischen Ablagerungen sind nur im Basisbereich der Randzonen des Beckens von Bedeutung (BIGARELLA und SALAMUNI, 1959, 1962).

Die Gerölle, eingebettet in eine feinkörnige Matrix, sind schwach gerundet und von heterogener Zusammensetzung. BIGARELLA und MOUSINHO (1965a) haben dieses Sediment als konglomeratischen Schlanm definiert.

Der Regolith (verwitterter Migmatit) entspricht dem in einer früheren Phase der Gesteinsverwitterung entstandenen Material, das frisches Gestein überdeckt (MOUSINHO und BIGARELLA, 1965). Vom strukturellen Standpunkt aus gesehen handelt es sich um ein Eluvium oder ein Kolluvium. Unter Eluvium versteht man das in situ verwitterte Gestein. Die teilweise ziemlich mächtigen Verwitterungszonen sind gekennzeichnet durch eine Lockerung des Mineralverbands infolge chemischer Verwitterungsprozesse, wobei jedoch die ursprüngliche Gesteinsstruktur erhalten blieb. In dieser Arbeit wird der Ausdruck Eluvium für den residualen Regolith verwendet.

Als Kolluvium werden Ablagerungen von Gesteinsfragmenten und Bodenmaterial bezeichnet, die sich, als Folge der Schwerkraft, an der Basis von Hängen ansammeln (GLOSSARY OF SOIL SCIENCE TERMS, 1965).

In der Pedologie verwendet man die Bezeichnung Kolluvium für Böden aus detritischem transportiertem Material, die sich an Unterhängen bzw. Hangfüßen in jüngerer Zeit entwickelten (LEINZ und MENDES, 1959). Nach DERRUAU (in MOUSINHO und BIGARELLA, 1965) bezeichnet man als Kolluvium das Material, das die Hänge herunterrutscht, während das von

Flüssen transportierte Material als Alluvium angesprochen wird.

Die hier zitierten Pedisedimente entsprechen transportierten Sedimenten, die unter bestimmten klimatischen Bedingungen durch Pedimentationsprozesse abgelagert wurden. Die Mächtigkeit dieser pedimentären Decken ist unterschiedlich, kann aber einige Meter erreichen. Es sind nicht stark verfestigte Materialien, für die als Liefergesteine Tone und Migmatite in Betracht kommen. Die Pedisedimente sind direkt auf den Tonen und Arkosen der Guabirota-Formation abgelagert oder aber im Randbereich des Beckens, wo sie die verwitterten Migmatite überlagern.

Der Begriff Pedisediment wurde auch von FÖLSTER (1964a) verwendet, um Materialien zu kennzeichnen, die sich als Folge von Pedimentationsprozessen abgelagert haben.

Der Begriff Kolluvium wird hier verwendet, um Materialien zu kennzeichnen, die transportiert und abgelagert wurden, wie vorher schon beschrieben.

In dieser Arbeit wird zwischen drei Pedisedimenttypen unterschieden: die tonigen Pedisedimente; die Pedisedimente aus Migmatitmaterial; die umgelagerten, tonigen Pedisedimente. Die ersten sind entsprechend typische Sedimente der residualen Pediplainflächen (Pd1), inbegriffen sind hier auch die residualen Materialien der typischen Pedimente (P2) des Canguirí-Gebiets. Die Pedisedimente aus Migmatitmaterial sind typisch für die residualen Pediplainflächen von Umbará. Die Verwendung des Begriffs Migmatit in Verbindung mit dem Pedisediment ist gerechtfertigt durch die Korrelierbarkeit vieler Eigenschaften des Pedimentmaterials mit verschiedenem Migmatitmaterial. Als umgelagertes toniges Pedisediment werden aufgearbeitete Materialien bezeichnet, die von den alten Pediplainflächen des Canguirí-Gebiets herkommen. Diese Materialien sind sekundär gemischte Ablagerungen der Pedisedimente des alten Pd1-Pediplains und der P2-Pedimente.

5.1.1.1 Chemische Gesamtanalysen

Anhand der Tabelle 1 kann man feststellen, daß die tonigen Pedisedimente in Bezug auf die anderen Materialien die niedrigsten SiO_2 - und die höchsten Fe_2O_3 - und Al_2O_3 -Gehalte aufweisen. Der Basengehalt ist gering und zeigt folgendes Gefälle: $\text{K}_2\text{O} > \text{MgO} > \text{Na}_2\text{O}$, wobei CaO in diesen Materialien nur in Spuren festgestellt wurde.

Die Titanwerte sind ziemlich hoch und werden übertroffen von den Ti-Gehalten der umgelagerten tonigen Pedisedimente. Die niedrigen Gehalte an SiO_2 und Basen sowie die hohen Gehalte an Fe_2O_3 , Al_2O_3 und TiO_2 zeugen für eine intensive Verwitterung. Das Verwitterungsstadium kann auch ausgedrückt werden durch folgende Relationen: $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ (ki-Wert) und $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ (Kr-Wert), die im Vergleich zu den Tonen und Regolithen sehr niedrige Werte ergeben (vgl. Tabelle 1).

Diese starke Verwitterung ist typisch für den Einfluß eines tropischen Klimas, wie übereinstimmend von verschiedenen Autoren festgestellt wurde (TOTH, 1955; PAGEL, 1968; JENNY, 1941; VERDADE, 1972; MONIZ, 1972; SCHEFFER und SCHACHTSCHABEL, 1976).

Die chemische Zusammensetzung und andere analytische Daten lassen erkennen, daß die tonigen Pedisedimente und die tonigen Sedimente in enger Beziehung zueinander stehen. BIGARELLA und AB'SABER (1964) sind der Meinung, daß die Pedimentationsphase dem Ende der Ablagerung der Guabirotuba-Formation entspricht.

Die grauen Tone der Guabirotuba-Formation enthalten mehr SiO_2 und weniger Al_2O_3 , Fe_2O_3 und TiO_2 als die lila oder roten Tone (vgl. Tabelle 1).

Diese Unterschiede sind eine Folge der stärkeren Verwitterung der roten bis lila Tone. Der Gehalt an Basen in den grauen Tönen ist wesentlich höher als in den roten, wie aus der Tabelle 1 hervorgeht.

Der lila Ton ist besonders eisenreich, was wahrscheinlich auf eine Sedimentation in Depressionslagen zurückzuführen ist, wobei lateritisches

eisenreiches Material aus der Umgebung angereichert wurde. Diese Vorstellung wird gestützt durch die Schwermineralanalyse der lila Tone, die ergab, daß es sich dabei ausschließlich um Erze (Fe + Mn) handelt.

Die Tone der Guabirota-Formation haben im Vergleich zu den tonigen Pedisedimenten einen höheren Gehalt an SiO_2 und einen geringeren an Al_2O_3 , während zwischen den Fe_2O_3 -Gehalten kein wesentlicher Unterschied besteht (vgl. Tabelle 1).

Wie aus der Tabelle 1 ersichtlich ist, haben in den Tönen die Basen folgendes Gefälle:

$\text{K}_2\text{O} > \text{MgO} > \text{CaO} > \text{Na}_2\text{O}$. Dabei sind in den grauen Tönen die Werte für K_2O , MgO und CaO am höchsten. Auch die MnO -Gehalte erreichen Höchstwerte.

Die Pedisedimente aus Migmatitmaterial weisen ebenfalls einen geringen Anteil an SiO_2 auf, der nur unterboten wird von den Werten der tonigen Pedisedimente (vgl. Abb. 5). Die Sedimente sind im Vergleich zum Regolith reicher an Al_2O_3 und Fe_2O_3 . Zu einem hohen Gehalt an silikatisch gebundenem Fe und Al kommen noch erhebliche Anteile an Sesquioxiden. Dies belegen auch die Relationen - $\text{Fe}_o : \text{Fe}_d$ (vgl. Tabelle 2).

Ähnlich wie die tonigen Pedisedimente in enger Beziehung zu den Tönen der Guabirota-Formation stehen, sind auch die migmatitischen Pedisedimente mit den Migmatiten in Verbindung zu bringen. Von den Ausgangsmaterialien für die Bodenbildung enthalten die migmatitischen Pedisedimente die kleinsten Mengen an Basen (vgl. Tabelle 1). Es ergibt sich folgende Reihung: $\text{K}_2\text{O} > \text{MgO} > \text{Na}_2\text{O} > \text{CaO}$. Die TiO_2 - und MnO -Gehalte sind wesentlich geringer als in den tonigen Pedisedimenten. Die Relationen $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ und $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ sowie die Verhältnisse $\text{Fe}_d : \text{Fe}_t$; $\text{Fe}_o : \text{Fe}_d$ sind kennzeichnend für ein sehr fortgeschrittenes Verwitterungsstadium.

Nach der Position in der Landschaft sowie der chemischen Zusammensetzung dieses Materials repräsentieren die Pedisedimente aus Migmatitmaterial eine rezenteren Pedimentationsphase als der Pediplain Pd_1 .

Die Regolithe (vorwiegend verwitterter Migmatit) weisen einen hohen SiO_2 -Gehalt auf, haben aber den geringsten Fe_2O_3 -Gehalt (vgl. Abb. 5). Im Vergleich zu den Pedisedimenten aus Migmatitmaterial führen die Regolithe mehr K_2O , etwa gleichviel Na_2O und etwas weniger MgO , während CaO kaum vorhanden ist (vgl. Tabelle 1). Die Konzentration an MnO und TiO_2 in den Regolithen ist ebenfalls sehr gering.

Insgesamt bestehen große Unterschiede zwischen den Tonen der Guabiro-tuba-Formation und den hier beschriebenen Regolithen hinsichtlich ihrer chemischen Zusammensetzung. In der Tabelle 1 machen dies vor allem die Verhältnisse $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ und $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ deutlich, die nicht nur den Unterschied zwischen der Zusammensetzung der Regolithe und der Tone herausheben, sondern auch zwischen diesen und den Pedisedimenten.

Die umgelagerten, tonigen Pedisedimente zeigen eine ähnlich chemische Zusammensetzung wie die anderen Pedisedimente, wobei sie sich durch eine etwas höhere Konzentration an TiO_2 von den anderen unterscheiden.

In der Tabelle 1 sind die analytischen Daten der Totalanalyse sowie die Verhältnisse $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ und $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ dieser Pedisedimente angegeben. Die Analysenwerte zeigen ebenfalls einen hohen Verwitterungsgrad an.

Das kolluviale Material der tiefergelegenen Erosionsniveaus bildet meist eine geringmächtige Decke. Sein Gehalt an Fe_2O_3 und Al_2O_3 ist gering, an SiO_2 jedoch hoch im Vergleich zu den anderen Ausgangsmaterialien.

Die Gehalte an K_2O , MgO , CaO und Na_2O sind in den meisten Fällen niedriger als in den Tonen. Die Elementgehalte sowie die $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ - und $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ -Verhältnisse sind in der Tabelle 1 angegeben.

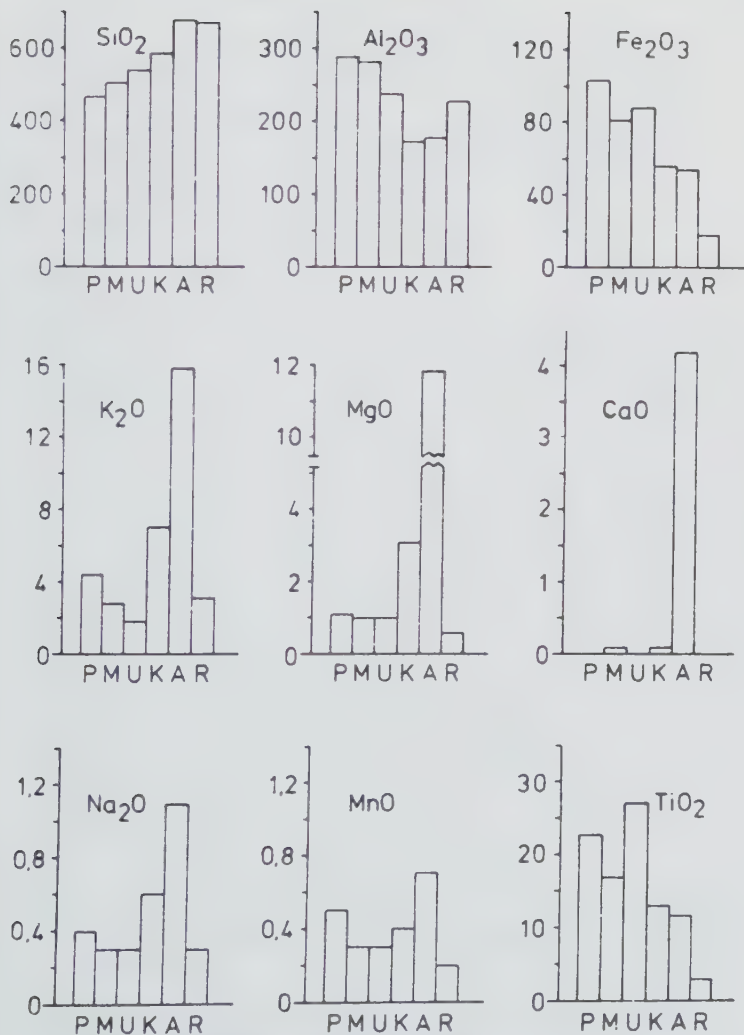
Die SiO_2 -Gehalte der Arkosen und der Matrix des detritischen Materials sind sehr hoch, in beiden Fällen über 810 mg/g. Die Gehalte an Fe_2O_3 und Al_2O_3 sind in beiden Materialien ähnlich. Sie können aber anhand der Basengehalte unterschieden werden, hauptsächlich durch den Unterschied im Gehalt an K_2O , das sich in den Arkosen anreichert.

Material (xx)	Ort (x)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Ki	Kr
Ac	Cg-Gp	675,4	176,0	54,2	4,2	11,9	1,1	15,8	11,4	0,6	0,7	6,52	5,45
Av	Cg-Gp-Ub	594,9	205,5	100,7	0,6	2,2	0,7	9,3	17,3	0,7	1,6	4,92	3,75
Re	Ub-At	669,9	228,3	18,6	0	0,6	0,3	3,1	3,2	0,3	0,2	4,99	4,74
Pa	Cg	468,5	287,0	103,7	0	1,1	0,4	4,4	22,7	0,6	0,5	2,77	2,26
Pm	Ub-Gp	502,0	281,6	81,4	0	1,0	0,3	2,8	16,9	0,6	0,3	3,03	2,56
Ko	Cg-Ub	586,7	173,8	56,1	0	3,1	0,6	7,0	13,1	0,9	0,4	5,75	4,76
Up	Cg	539,6	237,6	88,6	0	1,0	0,3	1,8	27,0	-	0,3	3,86	3,12
Al	Cg	563,0	212,6	28,5	0	2,0	0,6	3,9	17,7	1,4	0,2	4,50	4,15
Ak	Cg	820,7	101,1	14,1	0,8	2,7	1,3	29,6	2,2	0,4	4,8	13,80	12,67
Dm	Gp	810,6	120,0	15,4	0	0,4	0,2	1,3	15,5	0,2	0,4	11,48	10,62

(xx) Material:

graue Tone (Ac), rote lila Tone (Av), Regolith (Re), toniges Pedisediment (Pa),
 Pedisediment aus Migmatitmaterial (Pm), Kolluvien (Ko), umgelagertes, toniges
 Pedisediment (Up), Alluvium (Al), Arkose (Ak), Matrix des detritischen
 Materials (Dm).

(x) Ort: Canguirí (Cg), Umbará (Ub), Guatupê (Gp), Atuba (At).



P-Toniges Pedisediment, M-Pedisediment aus Migmatit,
U-Umgelagertes Pedisediment, K-Kolluvium, A-Ton
R-Regolith

Abb. 5: Gesamtgehalte in den bodenbildenden Substraten
in mg/g T.S.

Das alluviale Material der Talauen hat im Vergleich zu den Tonen und Arkosen der Guabiriotuba-Formation kleinere Werte für SiO_2 und Fe_2O_3 aber höhere Gehalte an Al_2O_3 . Die Tabelle 1 zeigt, daß die Vorräte an Basen hier wesentlich höher sind als in den umgelagerten, tonigen Pediseditimenten, während TiO_2 niedriger liegt.

5.1.1.2 Pedogene Oxide

Die Anteile an kristallinen Eisen-, Aluminium- und Manganoxiden bzw. -hydroxiden vermitteln Informationen über den Verwitterungsgrad von Böden und Sedimenten (MOLL, 1970). Diese Fraktionen entsprechen den sogenannten freien Oxiden (auch freies Eisen, freies Aluminium usw. genannt) und müssen bei der Beurteilung von Verwitterungsprozessen von silikatisch gebundenem Fe, Al und Mn unterschieden werden (SCHEFFER und SCHACHTSCHABEL, 1976). Zu ihrer Abtrennung erfolgte eine Extraktion mit Dithionit-Citrat-Bicarbonat bzw. Ammonium-Oxalat (vgl. Abschnitt 3.3.5 und 3.3.6). Die Totalanalyse liefert in Verbindung mit der Bestimmung der pedogenen Oxide wichtige Informationen über den Verwitterungsgrad der Böden. Verschiedene Autoren verwenden das Verhältnis zwischen den amorphen und kristallinen Oxiden als Ausdruck der relativen Alterung oder Kristallinität der Oxide (SCHLICHTING und BLUME, 1962, 1966; SCHWERTMANN, 1964, 1973; BLUME und SCHWERTMANN, 1969; ZÖTTL, 1970; SANTOS FILHO, 1977; GREZ, 1977).

Die analytischen Daten der pedogenen Oxide sind in der Tabelle 2 zusammengefaßt und in Abb. 6, 7 und 8 dargestellt.

Die tonigen Pediseditimente und die umgelagerten, tonigen Pediseditimente enthalten mehr kristallines Eisenoxid (Fe_d) als die anderen. Dementsprechend sind für solche stärker verwitterte Materialien auch hohe Fe_d : Fe_t -Werte ($> 0,8$) typisch. Gegenüber dem Gehalt an oxidischem Eisen ist der Vorrat an silikatisch gebundenem Eisen vergleichsweise gering. Das niedrige Verhältnis an amorphem Eisen und kristallinem oxidischem Eisen, Fe_o : Fe_d zeigt einen hohen Kristallisationsgrad der Oxide in diesen Mate-

rialien an. Gleiches gilt auch für die Gehalte an Al_o und Al_d . Die umgelagerten, tonigen Pedisedimente haben eine höhere Konzentration an Al_d als die tonigen Pedisedimente. Die einen hohen Kristallisationsgrad der Oxide anzeigenden Verhältnisse $Mn_o : Mn_d$, $Fe_o : Fe_d$ und $Fe_d : Fe_t$ sind ähnlich in allen Pedisedimenten, wie die Abb. 8 zeigt. Der höhere Verwitterungsgrad dieser Materialien spiegelt auch in den Ki- und Kr-Werten sich wider (vgl. Tabelle 2).

Die lila, roten und grauen Tone der Guabiro-tuba-Formation zeigen große Unterschiede in den Gehalten der pedogenen Oxide. So enthalten z. B. die lila und roten Tone mehr oxidisches Eisen als die grauen Tone. Jedoch liegen die Werte der lila Tone noch unter den Werten der tonigen Pedisedimente.

Nicht allzu starke Unterschiede bestehen bei den Al_d - und Al_o -Gehalten. Der lila Ton weist jedoch sehr hohe Mn_d - und Mn_o -Werte auf, die sehr von den übrigen Werten der Tabelle 2 abweichen. Auch der Gesamtgehalt an Mn (Mn_t) der lila Tone ist sehr hoch und beruht auf der Anwesenheit von Mn-Konkretionen. Die Verhältnisse Ki und Kr zeigen einen hohen Verwitterungszustand der lila und roten Tone an, im Gegensatz zu den grauen Tönen, in denen Verwitterungsmerkmale nur schwach ausgeprägt sind. Hohe $Fe_o : Fe_d$ - und $Mn_o : Mn_d$ -Werte zeigen einen geringen Kristallisationsgrad der Oxide der grauen Tone im Vergleich zu den roten oder lila Tönen an.

Die grauen Beckentone bildeten sich anschließend in einem uferfernen Sedimentationsbereich und wahrscheinlich wenigstens teilweise unter Sauerstoffmangel.

Möglicherweise herrschten zur Zeit ihrer Ablagerung auch kühlere Klimabedingungen. Die lila Tone sind offensichtlich Sedimentationen in größerer Landnähe, die eine tropische Klimaperiode repräsentieren und die zu einem erheblichen Teil lateritisches Verwitterungsmaterial (Bodenmaterial) der umgebenden Landfläche enthalten.

Die Bildung der roten Tone vollzog sich wahrscheinlich unter tropischen bis subtropischen Klimabedingungen, wobei sie wahrscheinlich teilweise aus einer Rotverwitterung ursprünglich grauer Tone hervorgegangen sind. Insgesamt sind wiederum die Tone aufgrund des Analysenbildes (pedogene Oxide + Totalanalyse) gut von den tonigen Pedisedimenten und den umgelagerten tonigen Pedisedimenten zu unterscheiden.

Die kolluvialen Ablagerungen, die stets Materialgemische verschiedener Herkunft darstellen, enthalten abweichend von den übrigen Sedimenten größere Mengen an organischer Substanz. Bei einem mittleren $\text{Fe}_d : \text{Fe}_t$ -Quotient ist der Fe_o -Gehalt sehr hoch und wird lediglich durch den Fe_o -Gehalt des Alluvialmaterials übertroffen. Dementsprechend hoch ist auch der $\text{Fe}_o : \text{Fe}_d$ -Quotient (vgl. Tabelle 2). Der hohe Fe_o -Gehalt könnte durch die Akkumulation von organischer Substanz bedingt sein, der man eine Herabsetzung der Kristallisationsfähigkeit speziell der pedogenen Fe-Oxide zuschreibt. Das Material ist ferner gekennzeichnet durch hohe Al_d - und Al_o -Gehalte und ein mittleres $\text{Al}_o : \text{Al}_d$ -Verhältnis, während der Gehalt an Mn und das $\text{Mn}_o : \text{Mn}_d$ -Verhältnis relativ niedrig sind.

Die Resultate zeigen, daß das kolluviale Material Charakteristiken besitzt, die es von den Tönen unterscheiden läßt, obwohl sie in der Umgebung von Canguiri gemeinsam auftreten.

Die Pedisedimente aus Migmatitmaterial unterscheiden sich nach den Ergebnissen der Bestimmung der pedogenen Oxide ebenfalls von den gesteinsmäßig mit ihnen verwandten Regolithen (verwitterte Migmatite). Das Verhältnis $\text{Fe}_d : \text{Fe}_t$ der Pedisedimente aus Migmatitmaterial ist sehr hoch, während die Regolithe einen geringeren Wert aufweisen. Die $\text{Fe}_o : \text{Fe}_d$ -Verhältnisse sind bei beiden Materialien etwa gleich niedrig, während die Pedisedimente aus Migmatitmaterial andererseits ein deutlich niedrigeres $\text{Mn}_o : \text{Mn}_d$ -Verhältnis aufweisen als die Regolithe. Die Pedisedimente aus Migmatitmaterial enthalten einen sehr hohen Prozentsatz an oxidischen Eisen (Fe_o und Fe_d) während der Regolith sehr wenig Eisen in Oxidform enthält. Ferner besitzen die Regolithe als Folge einer stärkeren Verwitterung höhere Gehalte an Eisen- und Manganoxiden. Der geringere Anteil an

Tab. 2: Pedogene Oxide in den bodenbildenden Substraten

Material (xx)	Ort (x)	Fe _d :		Al: Al _d	Mn:		mg/g T.S			
		Fe _t	Fe _d		Fe _d	Fe _o	Al _d	Al _o	Mn _d	Mn _o
Ac	Cg-Gp	0,06	0,16	0,92	0,77	3,78	0,61	2,33	2,15	0,26
Av	Cg-Gp-Ub	0,76	0,01	0,52	0,29	53,50	0,76	4,35	2,25	1,12
Re	Ub-At	0,51	0,04	0,71	0,50	6,75	0,24	1,41	1,00	0,08
Pa	Cg	0,83	0,03	0,43	0,35	60,24	2,21	9,09	3,95	0,23
Pm	Cg-Ub	0,82	0,02	0,39	0,33	46,68	0,96	8,23	3,18	0,12
Ko	Cg-Ub	0,62	0,19	0,53	0,23	24,14	4,65	10,88	5,75	0,13
Up	Cg	0,86	0,03	0,27	0,33	53,48	1,68	15,40	4,10	0,03
Al	Cg	0,42	0,42	0,71	0,01	8,40	3,52	7,50	5,35	0
Ak	Cg	0,46	0,21	0,92	0,88	4,50	0,94	1,95	1,80	3,97
Dm	Gp	0,20	0,10	0,93	0,75	2,10	0,20	1,40	1,30	0,12

(x) Ort: Canguiri (Cg), Umbará (Ub), Guatupé (Gp), Atuba (At).

(xx) Material: Graue Tone (Ac), rote und lila Tone (Av), toniges Pediment (Pa),
 Pediment aus Mignatitmaterial (Pm), Kolluvium (Ko), umgelagertes, toniges
 Pediment (Up), Alluvium (Al), Arkose (Ak), Matrix des detritischen
 Materials (Dm), Regolith (Re).

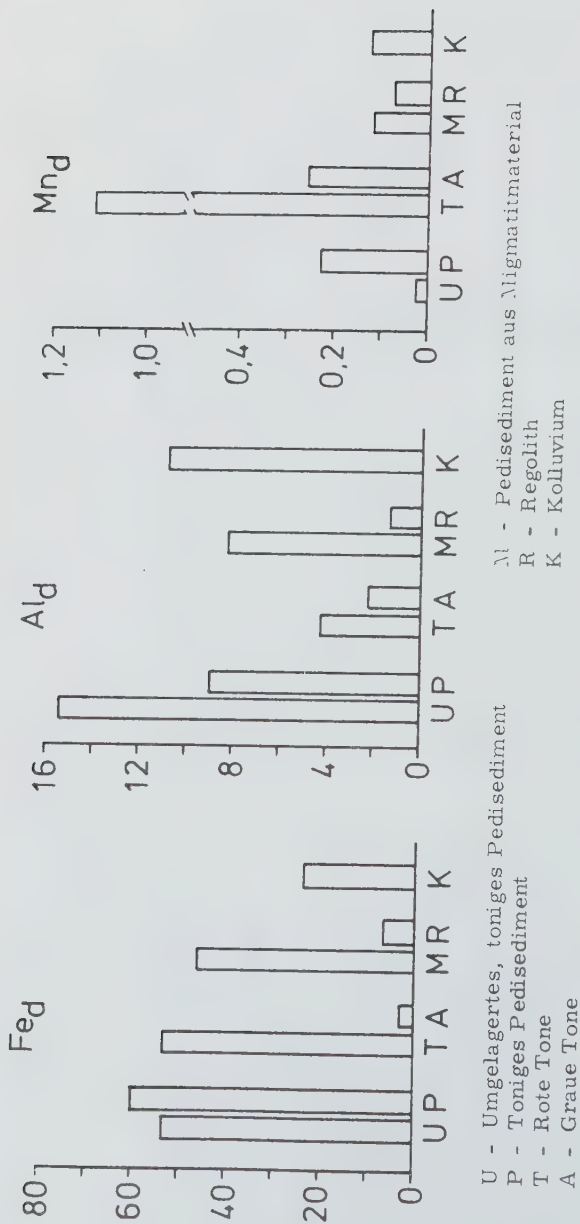


Abb. 6: Fe, Al und Mn im Dithionit-Extrakt
in mg/g T.S.

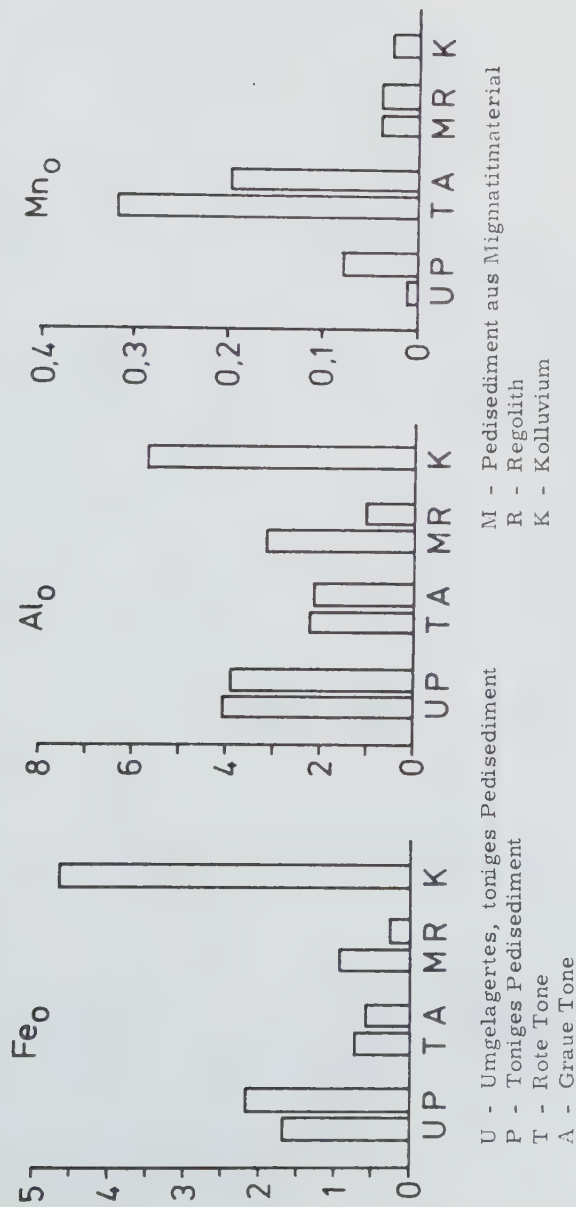


Abb. 7: Fe, Al und Mn im Oxalat-Extrakt
in mg/g T.S.

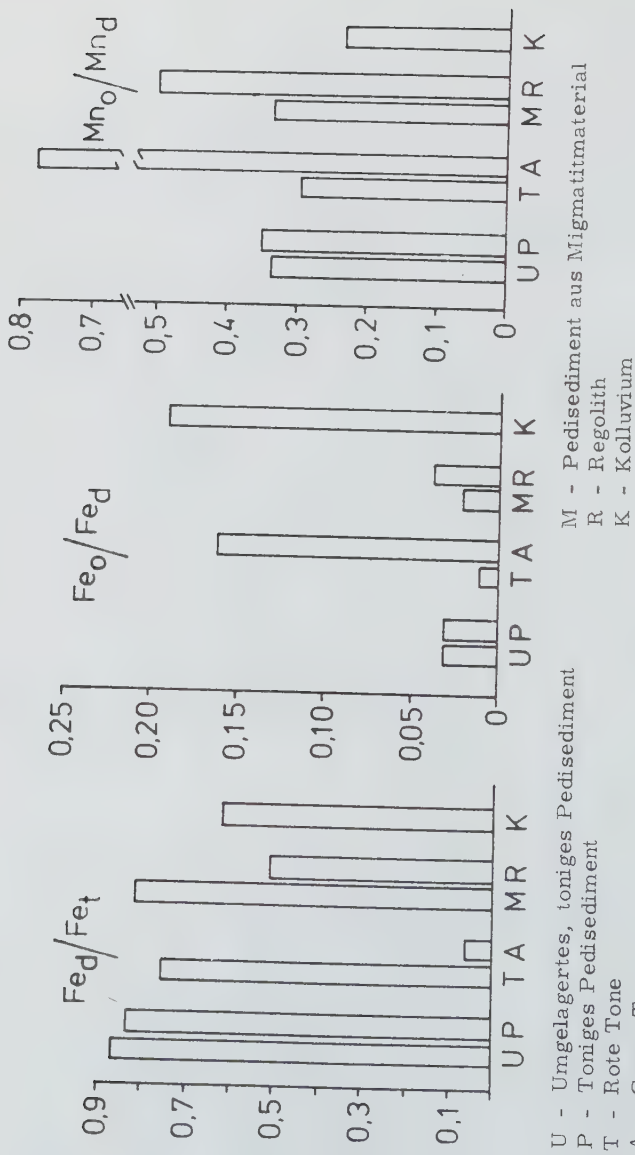


Abb. 8: Quotienten Fe_d/Fe_t ; Fe_o/Fe_d ; Mn_o/Mn_d

kristallinen Fe-, Al- und Mn-Oxiden der Regolithe ist ebenso kennzeichnend für eine geringe chemische Verwitterung dieser Materialien, wie relativ hohe Ki- und Kr-Werte (vgl. Tabelle 1).

5.1.1.3 Schwerminerale

Die Schwerminerale wurden nach ihrer Verwitterungsstabilität bewertet, nach Kriterien von WEYL (1952), vgl. MITCHELL (1975) und BREWER (1964).

Bei einer Analyse der Materialien des Canguirí-Gebietes wurde eine große Homogenität im Spektrum der Schwerminerale festgestellt, seien es Tone, tonige Pedimente, alluviale Materialien, Kolluvium oder umgelagerte tonige Pedisedimente. Ausnahmen bilden die Arkosen, die eine ähnliche Zusammensetzung aufweisen wie die Regolithe. Vorherrschend sind die hochstabilen Minerale wie Turmalin, Zirkon, Anatas, Titanit und Rutil. Ein typisches Mineral für das Gebiet Canguirí ist ferner der Disthen, der in anderen Gebieten nur in ganz geringer Menge vorkommt. Der weniger stabile Epidot tritt in geringer Menge nur in den Tonen und kolluvialen Materialien auf. Wenig stabile Minerale, wie Hornblende, kommen nur selten vor.

In anderen Gebieten, speziell in Umbará ist in den Tonen der Guabirota-Formation sowie in Regolithen und Pedisedimenten die Schwermineralführung sehr homogen und gekennzeichnet durch das Vorherrschen stabiler Minerale, insbesondere von Zirkon. Insgesamt ist das Spektrum der Schwerminerale viel ärmer als im Canguiri-Gebiet. Untergeordnet kommen noch die stabilen Minerale Anatas, Titanit und seltener Rutil vor. Als weniger stabiles Schwermineral kommt Epidot im Regolith vor, während es in den intensiver verwitterten Sedimenten praktisch nicht mehr auftritt. Es gibt aber auch Ausnahmefälle, wie z. B. das detritische Material aus Guatupé mit einem Zirkongehalt von 100 % oder die Regolithproben mit einem hohen Epidotgehalt.

Material (xx)	Ort (x)	Extrem stabil					Stabil		Wenig stabil		Extrem instabil	Übrige
		Tu	Zr	An	Ru	Mo	Di	St	Ep	Gr		
Ac	Cg	36	28	8	2		15		10			
Av	Ub-Gp	1	86	11	1							
Re	Ub-At		67	9	1	1			22			
Pa	Cg	30	48	8	3		12				1	
Pm	Ub-Gp	2	84	11	2				1			
Ko	Cg-Ub	16	53	5	3		8		16			
Up	Cg	20	53	5	3	1	17		1		2	
Al	Cg	16	45	3	1	1	18	1	7	4	4	
Ak	Cg	3	85	1	3		3		3		2	
Dm	Gp											
Tl	Ub											

100

(x) Ort: Canguirí (Cg), Umbará (Ub), Atuba (At), Guatupé (Gp).

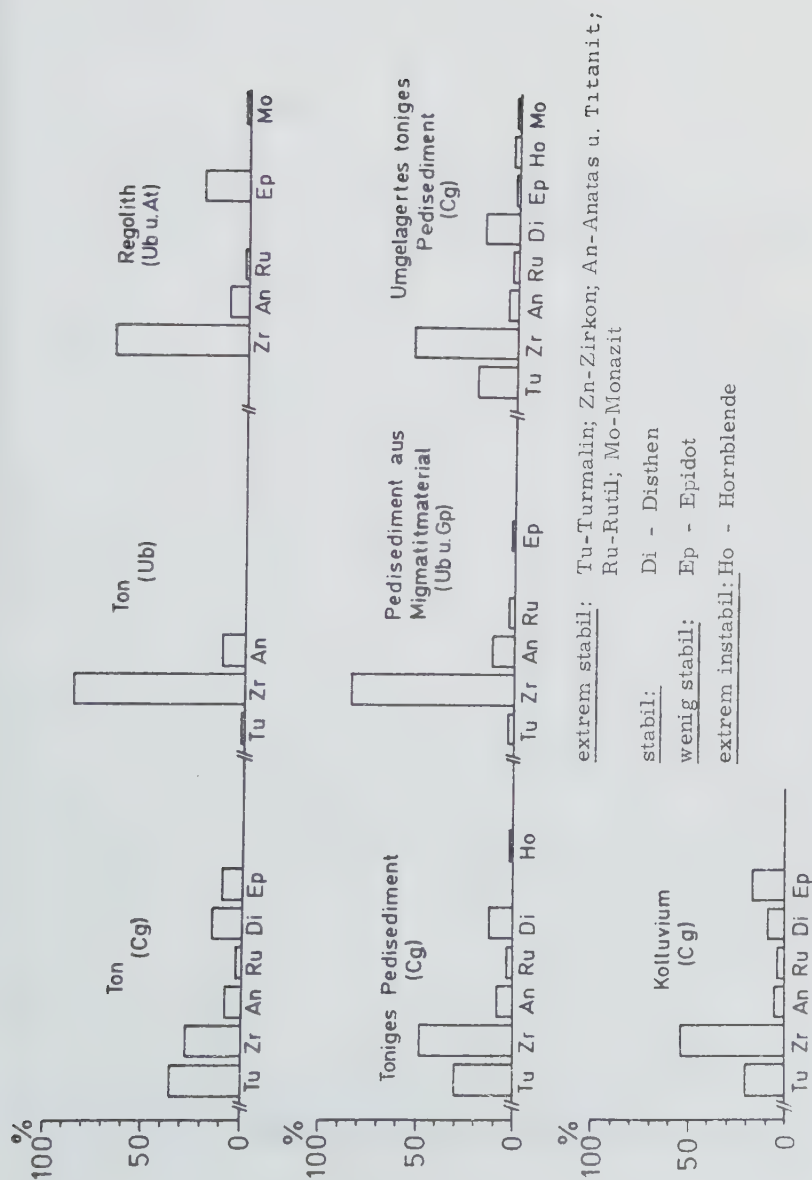
Schwerminerale: Turmalin (Tu), Zirkon (Zi), Anatas (An), Rutil (Ru), Monazit (Mo), Disthen (Di),

Staurolit (St), Epidot (Ep), Granat (Gr), Hornblende (Ho), Erz (Er).

(xx) Material: Graue Tone (Ac), rote Tone (Av), Regolith (Re), toniges Pedisediment (Pa),

Pediment aus Mignatitmaterial (Pm), Kolluvium (Ko), ungelageries toniges Pedisediment (Up),

Alluvium (Al), Arkose (Ak), lila Tone (Tl), Matrix des detritischen Materials (Dm).



Ort: Cg - Canguirí; Ub - Umbará; At - Atuba; Gp - Guatapé

Abb. 9: Schwermineralanteile in den bodenbildenden Substraten

Durch die Schwermineralbestimmung konnte entsprechend den Ergebnissen der chemischen Analyse die enge Beziehung zwischen den Tonen und den tonigen Pedisedimenten einerseits, zwischen den Regolithen und den Pedisedimenten aus Migmatitmaterial andererseits bestätigt werden. Auch WEYL (1952) hebt die Anwesenheit bestimmter Schwerminerale als typisch für bestimmte Ausgangsmaterialien hervor. Ebenso weist SUGIO (1973) auf die Wichtigkeit der Schwerminerale als Indiz für das Ausgangsmaterial bei der Sedimentbildung hin. Wichtige Informationen über die Herkunft und das Ausgangsgestein von detritischem Material können ebenfalls Schwermineralanalysen liefern (KRUMBEIN und SLOSS, 1963).

Wie die Abb. 9 zeigt, lassen sich klar zwei Schwermineralgruppen unterteilen. Für das Gebiet von Canguirí ist ein Spektrum von Mineralen, die vorwiegend stabil sind, mit hohen Gehalten an Turmalin und Zirkon und geringen Prozentsätzen an Anatas, Titanit und Rutil typisch. Ferner ist für das Gebiet der Disthen typisch.

In den Gebieten Atuba, Umbará und Guatupê ist der Zirkon absolut dominant, während der Turmalingehalt sehr gering ist. Andere stabile Minerale wie Anatas, Titanit und Rutil kommen ebenfalls in geringeren Mengen als im Canguirí-Gebiet vor.

Diese Unterschiede sind abhängig vom Ausgangsmaterial, das die Sedimente lieferte, wie auch die Abb. 3 zeigt. Im Canguirí-Gebiet ist das sedimentäre Becken umgeben von Gesteinen der Açunguá-Gruppe, sowie von heterogenen Migmatiten. Am südlichen Rand des Beckens, vorwiegend im Umbará- und Guatupê-Bereich sind die Sedimente vorwiegend von homogenen Migmatiten umgeben.

5.1.1.4 Tonminerale

Die Röntgenanalyse bestätigt die Anwesenheit von Kaolinit in allen Proben (vgl. Tabelle 4).

Dieses Mineral ist durch einen peak bei $7,1 \text{ \AA}$ gekennzeichnet, der bei fast allen Behandlungsarten beständig ist (Mg-Belegung, Mg- Glykol-Belegung, K-Belegung 50° C , K-Belegung 400° C). Lediglich bei Erhitzung auf 600° C nach K-Belegung verschwindet der peak.

Kaolinit wurde auch anhand der Thermogramme (DTA) durch einen endothermen peak im Bereich von 560° C identifiziert.

Gibbsit wurde festgestellt anhand der Röntgendiagramme durch charakteristische peaks bei $4,8 \text{ \AA}$ und in Thermogrammen (DTA) durch eine endotherme Reaktion bei 320° C .

Dieses Mineral fehlt in den Tonen und in den Arkosen, ist aber in allen anderen Proben, vor allem in den tonigen und Pedisedimenten aus Migmatitmaterial sowie in den umgelagerten, tonigen Pedisedimenten vorhanden.

Illit wurde in den Röntgenanalysen durch einen peak bei $10 \text{ \AA}$ identifiziert, der sich auch bei Mg- und K-Belegung sowie bei Erhitzung nicht verändert. Illit führen hauptsächlich die Tone und Arkosen, manchmal auch einige tonige Pedisedimente (vgl. Tabelle 4).

Wechselagerungsminerale vom Typ Chlorit-Vermiculit oder Vermiculit-Chlorit wurden ebenfalls festgestellt. In den Röntgenanalysen erscheinen sie mit einem peak bei $14 \text{ \AA}$, der stabil bleibt bei Mg-, Mg-Glykol- und K-Belegung. Bei Erhitzung auf 400° C bildet sich eine Bande zwischen 10 und $14 \text{ \AA}$. Mit Ausnahme der Arkosen enthalten alle Sedimentproben Wechselagerungsminerale. In den umgelagerten tonigen Pedisedimenten kann dieser Tonmineraltyp sogar dominieren.

Montmorillonit wird in der Röntgenanalyse durch einen peak bei $14 \text{ \AA}$ angezeigt, der bei Mg- und K-Belegung stabil bleibt, während bei Glykolbehandlung eine Aufweitung auf $18 \text{ \AA}$ eintritt.

Stärker montmorillonithaltig sind die Arkosen. Auch die Tone enthalten teilweise etwas Montmorillonit, während dieses Tonmineral in allen übrigen Sedimenten fehlt.

Die Tonfraktion der Pedisedimente aus Migmatitmaterial enthält nach BIGARELLA und SALAMUNI (1962) vorwiegend Minerale der Kaolinit-Gruppe, die aus der Zersetzung der Feldspäte und Glimmer entstanden sowie kleine Mengen Eisenoxide und Quarz.

In den Tonen der Guabirota-Formation ist Kaolinit das vorherrschende Tonmineral. Dies wurde auch schon von anderen Autoren festgestellt (LIMA, 1974; LIMA u. a., 1977).

Tab. 4: Tonminerale in den bodenbildenden Substraten

Profil Nr.	Material	Ort	Tonmineral
2	Av-Rote Tone	Cg	$K_3 I_3 C/V_s M_1$
16	Ar-Lila Tone	Ub	$K_4 I_1 C/V_s$
7	Ak-Arkose	Cg	$K_2 M_3 I_1$
3	Pa-Toniges Pedisediment mit Arkose-Gemengteilen	Cg	$K_4 G_s I_1 C/V_s$
4	Pa-Toniges Pedisediment mit Arkose-Gemengteilen	Cg	$K_4 G_2 I_s C/V_s$
8	Pt-Toniges Pedisediment	Cg	$K_4 G_2 C/V_s$
20	Pm-Pedisediment aus Migmatitmaterial	Ub	$K_4 G_2 C/V_2$
6	Ko-Kolluvium	Cg	$K_3 G_s C/V_2$
7	Ko-Kolluvium	Cg	$K_3 G_s C/V_2$
11	Ko-Kolluvium	Cg	$K_3 G_s C/V_3$
21	Ko-Kolluvium	Ub	$K_4 G_s C/V_s$
5	Up-Umgelagertes toniges Pedisediment	Cg	$K_4 G_2 C/V_2$
9	Up-Umgelagertes toniges Pedisediment	Cg	$K_2 G_3 C/V_4$
13	Al-Alluvium	Cg	$K_4 G_1 C/V_3$

Kaolinit (K), Gibbsit (G), Illit (I), Chlorit-Vermiculit (C/V),

4 = > 60 %

3 = 30 - 60 %

2 = 10 - 30 %

1 = < 10 %

s = Spur

5.1.1.5. Korngrößenzusammensetzung

Die textuellen Eigenschaften der Sedimente des Curitiba-Beckens wurden im Detail von BIGARELLA und SALAMUNI (1962) beschrieben.

Die granulometrischen Eigenschaften der Materialien wurden erfaßt und beschrieben nach der Bodenartenklassifikation der SOCIEDADE BRASILEIRA DE CIENCIA DO SOLO (MANUAL DE METODOS DE TRABALHO DE CAMPO, 1967).

Einen Überblick über die durchschnittliche Kornzusammensetzung vermitteln die Abbildung 10 und Tabelle 5.

Die Tone, Regolithe, Kolluvien, Arkosen und die pedisedimentären Materialien können durch in charakteristischer Weise differierende Gehalte an Ton, Grobsand und Gesamtsand (Grob- und Feinsand) unterschieden werden.

Ein weiteres Unterscheidungsmerkmal ist das Verhältnis Grobsand : Feinsand (ag:af), das insbesondere die Unterschiede bei den Pedisedimenten verdeutlicht.

Die Tone, Regolithe und Kolluvien zeigen eine Körnung, die sich auch von den pedisedimentären Materialien unterscheidet.

Innerhalb der Gruppe der nicht-pedisedimentären Materialien enthalten die Tone erheblich mehr Ton als die Kolluvien und diese mehr als die Regolithe (verwitterte Migmatite). Andererseits weisen die Regolithe einen höheren Prozentsatz an Sand und Schluff auf als die Tone (vgl. Abb. 10). Diese Unterschiede wurden schon von BIGARELLA und SALMUNI (1962) festgestellt.

In der gleichen Reihenfolge nehmen die Gesamtsand- und Grobsandanteile zu, während eine deutliche Erhöhung des Schluffgehalts nur bei den Regolithen gegeben ist. Die Schluffgehalte in den Tonen, Regolithen und Kolluvien sind andererseits immer höher als die der pedisedimentären Materialien.

Tone (graue und lila Varianten) sind gekennzeichnet durch ein Grobsand : Feinsand-Verhältnis (ag:af) von ca. 0,33, während sich für das Kolluvium ein ag:af-Mittelwert von 0,85 und die Regolithproben ein Wert von 1,92 ergab.

Die hier untersuchten Tone gehören zur Bodenartenklasse der schweren Tone, während die Regolithe (verwitterte Migmatite) zur Klasse der Lehme gehören.

Die kolluvialen Materialien sind nach der Bodenart ebenfalls als Tone bzw. lehmige Tone mit einem verhältnismäßig ausgeglichenen Anteil an Schluff und Sand zu bezeichnen.

Die Arkosen sind vorwiegend sandig und gehören zur Klasse der anlehmi- gen - lehmigen Sande. Die Matrix des detritischen Materials kann als lehmig-toniger Sand eingestuft werden. Große granulometrische Unterschiede wurden festgestellt zwischen Arkosen und Regolithen. Das Verhältnis Grobsand:Feinsand ist in den Arkosen sehr hoch (7,17), während die Regolithe einen viel höheren Feinsandanteil aufweisen (ag:af = 1,92). Andererseits ist jedoch das Schwermineralspektrum dieser beiden Komponenten ähnlich.

BIGARELLA und SALAMUNI (1962) heben hervor, daß die Arkosen dennoch nicht von den Regolithen abstammen können. Der allgemeine Gesteinszerfall (Grobsandabnahme/Schluffzunahme) und vor allem die Feldspatverwitterung ist bei den Regolithen viel weiter fortgeschritten. Im Materialzustand der Regolithe spiegelt sich deutlich der Einfluß des subtropischen Klimas der jüngeren Zeit wider. Während dieser Periode wurden die linsenförmig in die Tonschichten eingebetteten Arkosen vor einer ähnlich intensiven Verwitterung geschützt. Ihr Materialzustand repräsentiert das Einwirken einer früheren, kühleren Klimaepoche.

Die Pedisedimente zeigen keine großen Unterschiede in den Tongehalten, während die Sandgehalte in der Reihenfolge toniges Pedisediment - Pedisediment aus Migmatitmaterial - umgelagertes Pedisediment ansteigen.

Tab. 5: Körnung der bodenbildenden Substrate (in % der Fraktion < 2 mm)

Material (xx)	Ort (x)	%,					fS:gS	U:T
		T	U	S	gS	fS		
Ac	Cg-Gp	56,9	18,7	24,5	6,2	18,3	0,33	0,33
Av	Cg-Gp-Ub	59,7	23,6	16,8	4,1	12,7	0,32	0,40
Re	Ub-At	19,6	38,9	41,5	27,3	14,2	1,92	1,98
Pa	Cg	60,7	14,2	25,1	10,5	14,6	0,72	0,23
Pm	Cg-Ub	58,7	13,9	27,5	14,4	13,1	1,10	0,24
Ko	Cg-Ub	48,3	24,2	27,5	12,6	14,9	0,85	0,50
Up	Cg	51,7	11,6	36,8	16,0	20,8	0,77	0,22
Al	Cg	62,5	27,2	10,3	4,7	5,6	0,84	0,44
Ak	Cg	10,6	17,5	71,9	63,1	8,8	7,17	1,65
Dm	Cp	26,1	4,3	69,6	42,2	27,4	1,54	-

(x) Ort: Canguirí (Cg), Umbará (Ub), Guatupé (Gp), Atuba (At).

(xx) Material: Graue Tone (Ac), rote und lila Tone (Av), Regolith (Re), toniges Pedisediment (Pa),

Pedisediment aus Migmatitmaterial (Pm), Kolluvium (Ko), umgelagertes toniges

Pedisediment (Up), Alluvium (Al), Arkose (Ak), Matrix des detritischen Materials (Dm).

Ton (T), Schluff (U), Gesamtsand (S), Grobsand (gS), Feinsand (fS), Verhältnis

Grobsand:Feinsand (gs:fs); Verhältnis Schluff:Ton (U:T).

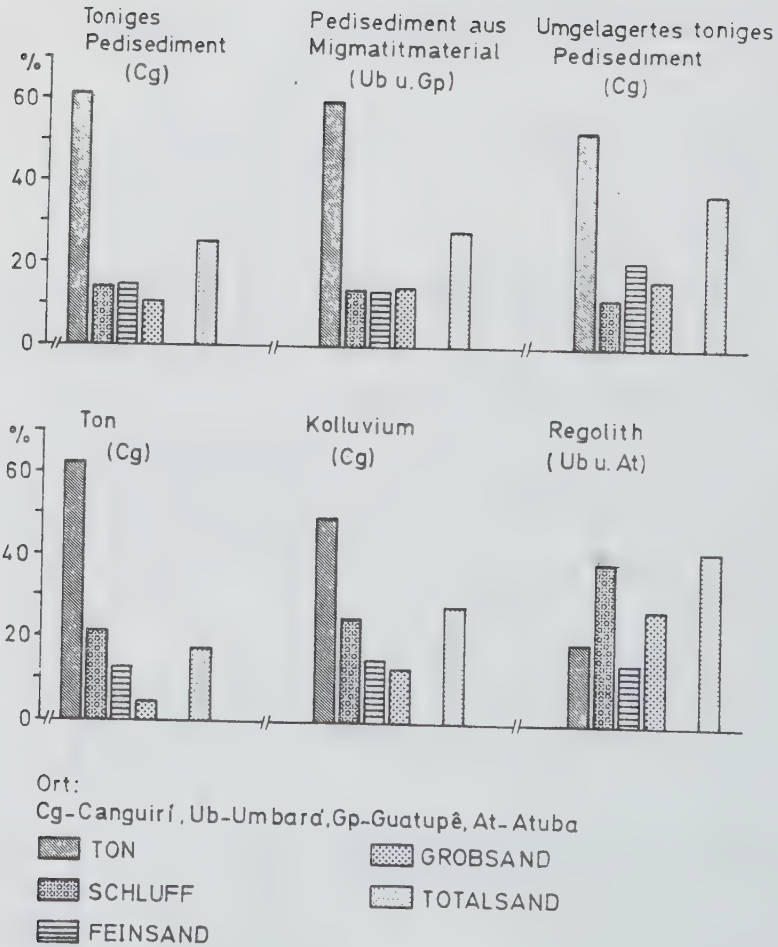


Abb. 10: Körnung der bodenbildenden Substrate
in % der Fraktion < 2 mm

Die tonreichen Pedisedimente bestehen vorwiegend aus hoch verwittertem Material, wie durch die chemische Analyse festgestellt wurde. Sie gehören der Textur-Klasse der Tone und schweren Tone an, wobei auch der geringe Prozentsatz an Schluff für diese Materialien typisch ist.

Der ag:af-Wert liegt bei den tonigen und den umgelagerten Pedisedimenten im Mittel bei 0,72 bzw. 0,77, während bei den Pedisedimenten aus Migmatitmaterial der Wert auf 1,10 ansteigt.

Das Verhältnis Schluff/Ton, von van WAMBEKE (1962) vorgeschlagen, kann eine brauchbare Information für die Charakterisierung des Verwitterungsstadiums der Ausgangsmaterialien sein. Für die stark verwitterten Pedisedimente ist ein Schluff:Ton-Verhältnis zwischen 0,23 und 0,24 typisch, während die anderen, wenig verwitterten Materialien ein höheres Verhältnis aufweisen. So ergab sich für Regolithmaterial ein Verhältnis von 1,98, für das Kolluvium 0,50 und für Tone im Mittel ein Verhältnis von 0,33.

5.1.2 Eigenschaften und Beschreibung der geomorphologischen Flächen

Ausdehnung und Verteilung großer eingeebener Flächen in der brasilianischen Landschaft sind in vielen Arbeiten beschrieben worden und als Davisianische Verebnungsflächen gedeutet bzw. als Pediplains definiert worden (KING, 1956; BIGARELLA und AB'SABER, 1964; vgl. auch BIGARELLA, MOUSINHO E SILVA, 1965a).

Im südlichen Teil Brasiliens sowie in Uruguay sind Pediplains mit verschiedenen Pedimentniveaus beschrieben worden (vgl. z. B. BIGARELLA und AB'SABER, 1964; BIGARELLA und MOUSINHO, 1965b; MOUSINHO und BIGARELLA, 1965; BIGARELLA, MOUSINHO und SILVA, 1965a; BIGARELLA, 1975; ANDRADE, BIGARELLA und LINS, 1963; ARAUJO FILHO und AB'SABER, 1969; PENTEADO und RANZANI, 1973).

Der Begriff Pediment entspricht einer nivellierten Fläche mit leichtem Einfallen, die meist am Fuße von Bergketten sowie in Tälern ausgebildet ist. Steinige Pedimente können verschiedene Gesteinsformationen durchschneiden und sind das Resultat von Abtragungsprozessen, die durch mechanisch-morphogenetische Vorgänge ausgelöst wurden (BIGARELLA, MOUSINHO und SILVA, 1965b). Detritische Pedimente andererseits entsprechen Hangteilen, die meist als mächtige alluviale und/oder kolluviale Decken aufgebaut wurden (BIGARELLA, 1975).

Im Folgenden werden die Pediplainflächen entsprechend ihrer Altersstellung bzw. Höhenlage als Pd 1, Pd 2 etc. beziffert, die Pedimentflächen entsprechend als P1, P2 etc.

Für viele Erosionsflächen und die dazu gehörenden Akkumulationsareale ist es möglich, eine genetische Deutung zu geben. In den Tropen wird die Bildung solcher Flächen meist einem lang anhaltenden semiariden Klima zugesprochen. In einer späteren Phase folgt unter diesen klimatischen Bedingungen ein Zusammenschluß der Pedimente und die Bildung eines Pediplains (BIGARELLA, MOUSINHO und SILVA, 1965b).

In den Abbildungen 4a und 4b sind die räumlichen Beziehungen zwischen den verschiedenen Abtragungs- und Ablagerungsebenen dargestellt.

Im ersten Hochplateau von Paraná (Planalto de Curitiba) sind folgende Erosionsniveaus feststellbar: prä-devonische fossile Fläche, Purunã-Fläche (Pd3), Alto do Iguaçu-Fläche (Pd2) und Curitiba-Fläche (Pd1) AB'SABER und BIGARELLA, 1961; BIGARELLA und AB'SABER, 1964). Zusammenfassend wird die Beschreibung dieser Flächen im Kapitel 2.4. abgehandelt.

Insgesamt ist die Landschaft in diesem Teil des Beckens durch verschiedene Erosionsniveaus gekennzeichnet, die in zahlreichen Aufschlüssen beobachtbar sind (BIGARELLA und SALAMUNI, 1959; 1962).

Nach BIGARELLA und MOUSINHO (1965b), vgl. auch MARINI (1967), wird das Relief in diesem Gebiet durch den Wechsel von zwei morphogenetischen Prozessen beeinflusst. Der eine, aktiv während des semiariden Klimas

(glaziale Periode), ist gekennzeichnet durch mechanische Prozesse der Morphogenese, die in der Landschaft Erosionsvorgänge auslöst. Der zweite morphogenetische Prozeß ist aktiv während des feuchten Klimas (interglaziale Periode). Er ist gekennzeichnet durch verstärkte chemische Zersetzung des Materials sowie lineare Erosion und starke Vertiefung des Flußnetzes in das Gestein. Die semiariden Epochen wurden mit folgenden glazialen Perioden korreliert: Nebraskan (Günz), Kansan (Mindel) und Illinoian (Riss).

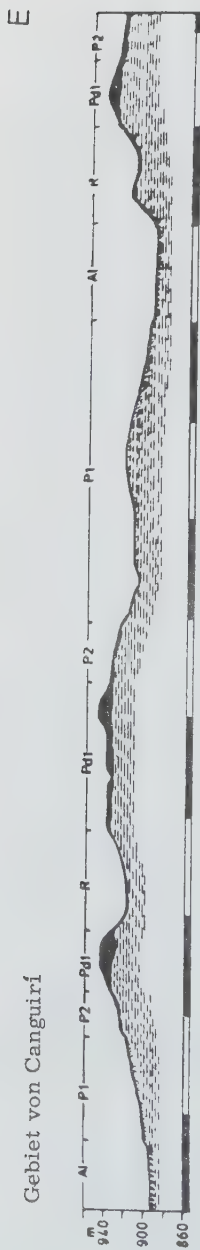
MARINI (1967) hebt auch die tektonische Energie, die die Gesteinsformationen durchbewegt hat, als einen der wichtigen Faktoren, die die Entwicklung der Morphologie beeinflussten, hervor. In der Abbildung 4b wird eine Abfolge der Flächen sowie der Terrassen in der Umgebung von Curitiba dargestellt.

Im untersuchten Gebiet sind vier morphologische Einheiten flächenbildend (Abb. 4 u. 11). Die erste entspricht einem Residual-Pediplain des früheren Pd1-Pediplains. Die originale Pd1-Pediplainfläche wird als Curitiba-Fläche bezeichnet. Sie entstand während eines semiariden Klimas als Folge der Erosion der Alto do Iguaçu-Fläche, mit welcher sie verwechselt werden kann. Das Optimum ihrer Entwicklung entspricht dem Ende der Ablagerung der Guabirotuba-Formation (BIGARELLA und AB'SABER, 1964). Während der Erosionsphase wurde Regolithmaterial in tiefere Lagen abtransportiert, so daß dieser Pd1-Pediplain heute im Randbereich des Beckens als steiniges Erosionspediment ausgebildet ist, das sich in unterschiedlicher Ausdehnung in das Beckeninnere hineinzieht. Es geht dann in ein detritisches Akkumulationspediment über, wobei im Zuge der Ablagerungsvorgänge ursprünglich tiefere Lagen, bzw. Täler bis auf das Niveau des Pd1-Pediplains aufgefüllt wurden (BIGARELLA und SALAMUNI, 1962; BIGARELLA und MOUSINHO, 1965c).

Die Schwankungen vom semiariden zum feuchten Klima und umgekehrt bewirkten eine Erosion und Niveauerniedrigung der Ablagerungsfläche, was zur Bildung eines residualen Pediplains sowie zur Entwicklung von Erosionsflächen an den Hängen, zur Einschaltung von Pedimenten in den

W

Gebiet von Canguirí



N

Gebiet von Umbará

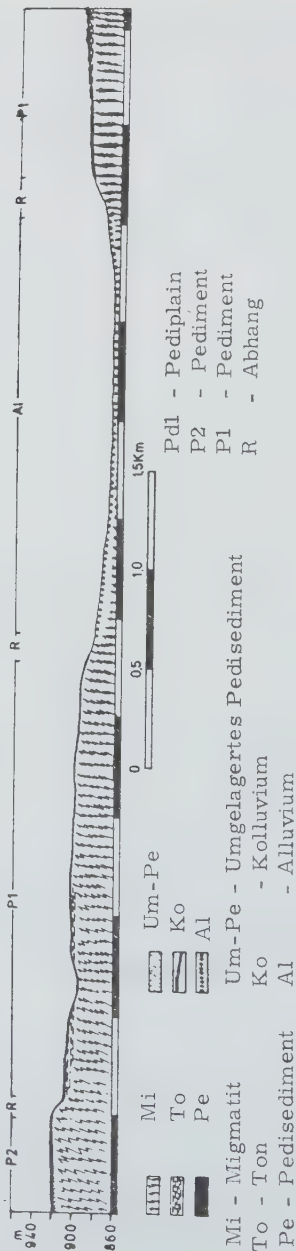


Abb.11: Querschnitt der verschiedenen Sedimentations- und Erosionsniveaus in den Untersuchungs-
gebieten

Pediplain-Flächen und zur Bildung alluvialer Ebenen führte.

Diese Ablagerungs- und Erosionsflächen sind typisch für das untersuchte Gebiet.

Um einige Formen des Reliefs zu beschreiben, wurden Kriterien verwendet, die von CURTIS et al. (1965) und RUHE (1960) benutzt wurden. Um die Ablagerungs- und Erosionsflächen zu kennzeichnen, wurde die Nomenklatur von BIGARELLA und anderen verwendet (vgl. BIGARELLA, MARQUES FILHO und AB'SABER, 1961; BIGARELLA, MOUSINHO, 1965c) (siehe schematische Skizze auf Abb. 4b).

5.1.2.1 Residuale Pediplain-Fläche

Die residuale Pediplain-Fläche im Bereich von Canguirí ist tief erodiert. Die übriggebliebenen Reste befinden sich in 935 m bis 950 m Höhe über dem Meeresspiegel. Tonige Pedisedimente sind typisch für diese Flächen. In einigen Profilen wurde aber auch die Anwesenheit von detritischen Ablagerungen, die der Pd1-Pediplain-Fläche entsprechen, beobachtet. Eine allgemeine Übersicht über das Vorkommen dieser Flächen wird in der Abbildung 11 gegeben. Die Reste dieses alten Pediplains bilden richtige, unterbrochene Hochplateaus mit leicht einfallenden Hängen. Das Flußnetz hat eine geringe Dichte. Nach der Luftbilddauswertung entspricht es dem Typ mit Abzweigungen erster Ordnung, entsprechend der Klassifizierung von HORTON mit Abänderungen von STRAHLER (1957).

In der Längsausdehnung ist der Pediplainkörper leicht gewellt, mit schwachen Reliefeinschnitten in der Kontaktzone mit dem eingebauten Pediment. In der Breitenausdehnung des Pediplains sind die Reliefeinschnitte schon wesentlich stärker, bedingt durch die Angrenzung an die Erosionsflächen der Hänge (siehe Abb. 12a-b).

Im residualen Pediplain kann der tonige pedisedimentäre Mantel eine Mächtigkeit von einigen Metern erreichen. In der an den residualen Pediplain angrenzenden Zone, die vom P2-Pediment eingenommen wird, ist

die Mächtigkeit dieses Mantels geringer.

Das Liefergebiet für die Sedimente dieser Pediplainfläche ist das gleiche wie für die Bildung der Guabirota-Formation. Somit kann man sagen, daß die tonigen Pedisedimente der residualen Pediplainflächen mit den Ablagerungen der Guabirota-Formation korrespondieren oder mindestens das gleiche Liefergebiet aufweisen.

Die chemischen, physikalischen und mineralogischen Analysen ergaben deutliche Unterschiede in der Zusammensetzung der Pedisedimente des Canguirí- und des Umbará-Gebietes. Diese Unterschiede sind zurückzuführen auf die unterschiedlichen Liefergebiete der Materialien, die zur Entwicklung dieser Flächen beitrugen.

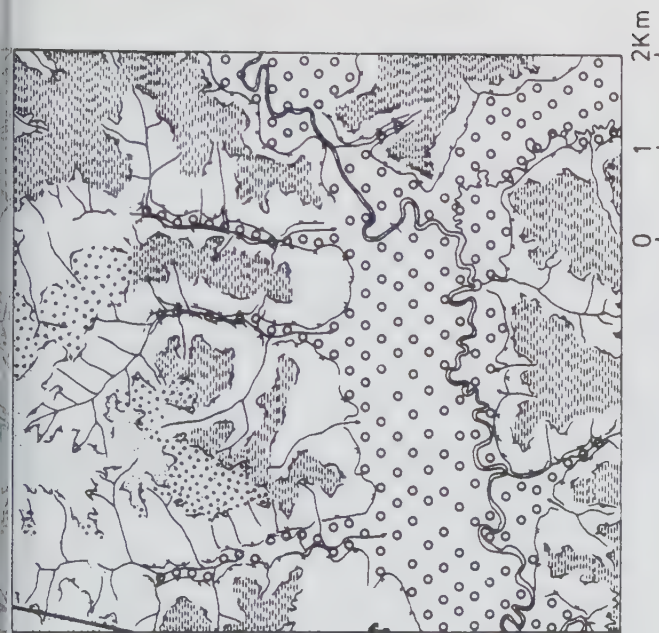
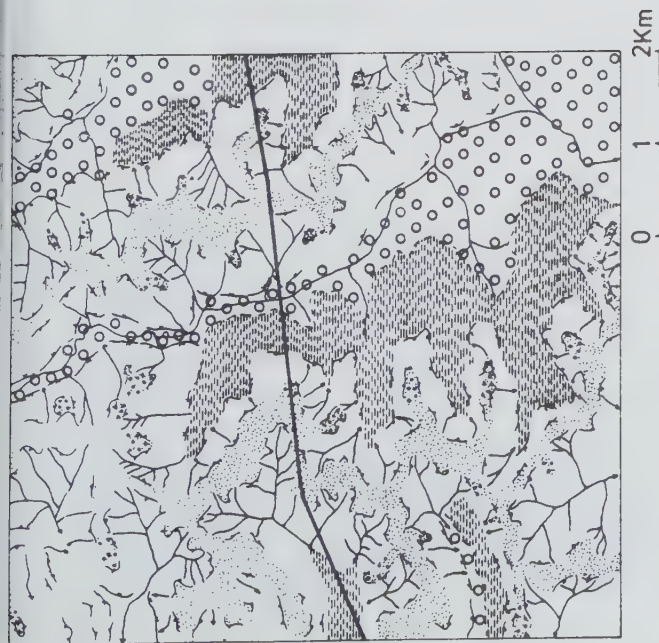
Die Existenz von Linsen arkosischen Materials oder Mischung dieser Tonlagen im Basisbereich der Pedisedimente zur Zeit der Ablagerung oder der Aufarbeitung dieses Materials während der Erosion des Pd1-Pediplains beeinflusste die Eigenschaften des Pedisedimentmaterials und konsequenterweise auch die Bodenentwicklung. Dieser Einfluß ist gut an den Resultaten der Totalanalyse und der Schwermineralbestimmung erkennbar.

Die Erhaltung der relikten Formen des alten Pediplains kann wahrscheinlich überwiegend zurückgeführt werden auf die Anwesenheit von Lateritbänken (oder detritischen Bänken), die infolge ihrer Härte ein Fortschreiten des erosiven Abtrags verhinderten.

Latosole sind die typischen Böden dieser residualen Pediplainflächen. In einigen tiefer erodierten Randbereichen sind auch andere Bodenformen verbreitet.

Im Umbará-Gebiet, in der Umgebung des Tales des Rio Iguaçu, wurde das Niveau als Folge von Lateral- und Tiefenerosion erniedrigt. Der residuale Pediplain ist hier in einer Höhe zwischen 925 und 935 m über dem Meeresspiegel erhalten (Abb.11). Oberhalb dieser Höhenstufe ist die residuale Fläche vorwiegend durch laterale Erosion entfernt worden.

Die Pediplainflächen von Umbará unterscheiden sich von den Canguirí-



Pediaplains dadurch, daß sie weitgestreckte Plateaus mit langgezogenen Hängen bilden, die dem Relief einen leicht gewellten Aspekt verleihen. Die Dichte des Flußnetzes dieser Region ist gering und zeigt ein dendritisches Muster.

Die Pedis sedimentdecke der residualen Pediplain-Flächen in diesem Gebiet wurde Pedis sediment aus Migmatitmaterial genannt, da sie mit Migmatiten als Liefergebiet korrelierbar ist. Dieses wurde auch durch die chemischen und Schwermineralanalysen bestätigt (vgl. Kapitel 5.1.1.1 und 5.1.1.3).

Auch die Analysenergebnisse der Proben aus der Region Guatupê weisen auf den gleichen Materialursprung (Migmatite) hin. Die Niveauniedrigung der Decke der residualen Pediplainfläche, hauptsächlich in Gebieten mit starker lateraler Erosion, führte dazu, daß das weniger verwitterte Untergrundmaterial an die Oberfläche gelangte. Dadurch wurde das pedis sedimentäre Material teilweise "verjüngt".

Die Böden in diesem Gebiet weisen normalerweise typische Latosoleigenschaften auf. Gelegentlich überwiegen auch Cambisolmerkmale als Folge eines partiellen Verjüngungsprozesses durch Erosion der pedimentären Ablagerungen.

5.1.2.2 Pedimente

Nach der Erosion und dem Abtransport von den Sedimenten des Pdl-Pediaplains unter feuchtem Klima, entwickeln sich zwei pedimentäre Flächen in einem tiefer liegenden Erosionsniveau der Fläche des alten Pdl-Pediaplains. Die Bildung dieser Pedimente vollzog sich in verschiedenen semiariden klimatischen Phasen.

Im Canguirí-Gebiet liegen diese Pedimente in zwei unterschiedlichen Niveaus, bei Höhen zwischen 900 m und 935 m über dem Meeresspiegel. Das höhere Niveau entspricht dem P2-Pediment, das sehr viel älter ist als das tiefer liegende Pediment P1. Das P2-Pediment entspricht einer

stark erodierten Fläche und steht in direkter Verbindung mit dem residualen Pediplain. Die Reste des P2-Pediments sind im Gelände als Hangschultern gut erkennbar. Die Hänge ihrerseits bilden die Verbindung zum tiefer liegenden P1-Pediment. Durch seine orographische Position und die Ähnlichkeit mit fluviatilen Terrassen kann das P1-Pediment unter Umständen mit diesen verwechselt werden. Eine Unterscheidung ist jedoch möglich nach der Materialstruktur (vgl. BIGARELLA und MOUSINHO, 1965c; AB'SABER, 1969).

Die Pedimente zeigen eine Diskontinuität in Bezug auf die liegenden Abfolgen. Den Übergang bilden Paläopavimente, die vorwiegend aus Geröllen bestehen und die älter sind als die Niveaus der Pedimente P1 und P2 (BIGARELLA und ANDRADE, 1965; in MOUSINHO und BIGARELLA, 1965).

TRICART (1959) erwähnt, daß fast alle Schotterlagen, die auf feine Sedimente folgen, ein Zeichen klimatischer Änderungen sind, wie z. B. der Übergang von tropisch-feuchtem Klima zum semiariden Klima, wie es sich im Quartär häufig im tropischen Afrika und in Brasilien ereignete.

In Bezug auf die Genese der Paläopavimente (PENTEADO, 1969) gibt es offensichtlich keine Zweifel mehr, da die meisten Autoren der Meinung sind, daß der Einbruch von trockenem Klima mit vorwiegender mechanischer Morphogenese die Prozesse stark beeinflusst.

In der Breite sind die Pedimente leicht eingeebnet, mit einem etwas stärkeren Winkel in der Hangnähe. Das Gesteinsmaterial des P2-Pediment ist korrelierbar mit demjenigen des residualen Pediplains. Es sind somit Ablagerungen, die dem Pd1 entsprechen. In gleicher Weise ist das Material des P1 mit den Materialien von Pd1 und P2 verwandt.

Die physikalischen, chemischen und mineralogischen Analysen untermauern diese enge Verwandtschaft der Materialien. Unterschiede oder Schwankungen einiger Eigenschaften können erklärt werden durch Transport und Vermischung der originalen Pedisedimente mit Material aus dem tonigen Untergrund oder Arkosen der Guabirota-Formation (vgl. Kapitel 5.1.1).

Die typischen Böden der Pedimente in diesem Gebiet sind Latosole mit einem geringeren Entwicklungsgrad als diejenigen des residualen Pediplains.

Die Geländequerschnitte 11 zeigten eine typische Sequenz von Erosions- und Ablagerungsflächen im Canguirí-Gebiet.

Im Umbará-Gebiet bilden die P1-Pedimente breitere Flächen als in Canguirí. Die andere, etwas höher gelegene pedimentäre Fläche (P2) wurde stark erodiert und gekappt. Ihre Reste sind flächenmäßig von untergeordneter Bedeutung, insbesondere in der Region der Migmatite. Vom Rande einer alluvialen Niederung aus betrachtet, wirkt das P1-Pediment wie eine hochliegende Terrasse mit einer Schulter. Die echten fluviatilen Terrassen, die man in den Tälern der Nebenflüsse des Iguacú-Flusses findet, liegen tiefer als das P1-Pediment.

In der Breitenausdehnung ist das P1-Pediment leicht gewellt und die Ein-ebnung durchschneidet in einigen Positionen Folgen von Tonlagen und Migmatiten.

Die Pedimente dieses Gebietes sind von einem kolluvialen Mantel überdeckt. Das Material des Mantels stammt von einem älteren Pediplain, einem höherliegenden Pediment oder ist aufgearbeitetes Material der Guabirotuba-Formation oder der Migmatite und sonstiger Gesteine. Trotz einer bestimmten Homogenität kann man feststellen, daß einige Eigenschaften dieses Materials mehr schwanken als bei vergleichbaren Ablagerungen im Canguirí-Gebiet.

Wahrscheinlich ist die stärkere Heterogenität der Materialien des Umbará-Gebietes zurückzuführen auf das gemischte Vorkommen von kristallinen und sedimentären Gesteinen.

Überwiegend verbreitet sind Böden vom Typ Rubrozem, Cambisol, Podzolic Vermelho Amarelo (Red Yellow Podzolic) und Übergänge zu Latosolen. Latosole sind im Bereich des P1-Pediments weniger vertreten und wahrscheinlich Reste älterer Verwitterungsdecken einer früheren Ein-ebnungsphase.

5.1.2.3 Erosionshänge

Der Übergang von einem semiariden zu einem feuchten Klima führte zur Erosion und zum Abtransport von großen Teilen der Sedimente der Pd1-Pediplainebene und zur Bildung von Erosionshängen. Diese Abhänge erlitten später als Folge von Klimawechseln eine neue Modellierung ihrer ursprünglichen Form, die ihren Höhepunkt erreichte zum Zeitpunkt der Anlage von pedimentären Flächen in den Tälern und zwischen den Hängen. Diese Hänge stellen die Verbindungen dar zwischen dem residualen Pediplain und den höchsten Pedimenten, oder auch zwischen den höheren und den tieferliegenden Pedimenten. Sie weisen unterschiedliche Hangneigungen auf; im allgemeinen aber sind sie stark geneigt.

Im Canguirí-Gebiet setzt sich das Material dieser Erosionsflächen aus Sedimenten der Guabirota-Formation zusammen, wobei der Abhang von einem feinen kolluvialen Mantel überdeckt ist.

Zwischen dem kolluvialen Mantel und der Basis sind oft eingelagert ein oder mehrere Paläopavimente von geringer Mächtigkeit, vorwiegend aus Quarz oder Quarzit bestehend, oder aber auch Paläopavimente assoziiert mit lateritischen Konkretionen unterschiedlicher Größe sowie gelegentlich auch Reste von lateritischen Bänken (vgl. LIMA, 1974). Die Anwesenheit solcher geringmächtiger Paläopavimente wird in verschiedenen Arbeiten erwähnt (vgl. PENTEADO, 1969; BALL, 1967). Ferner wurde auch das Vorkommen von sogenannten Schotterlinien (stone lines) im Untergrund beschrieben (vgl. CAILLEUX und TRICART, 1959).

Eine Analyse der topographischen Formen dieser Erosionsflächen ergibt, daß der residuale Pediplain in Transversalrichtung (quer zur Längserstreckung) von Hängen mit 5 - 20 %igem Gefälle begrenzt wird, wobei an einzelnen Stellen die Hangneigung noch größer sein kann. In der Längsrichtung zum Pediplainkörper sind die Hänge meistens geringer einfallend (vgl. die Lage in Abb.11). In diesem Bereich ist das Flußnetz dendritisch und zeigt häufig Verzweigungen dritter Ordnung (im Luftbild).

Das kolluviale Material, das über den Paläopavimenten zu finden ist oder bei deren Abwesenheit direkt die Schichten der Guabirotuba-Formation überdeckt, weist einen stärkeren Gehalt an organischer Substanz auf. Diese organischen Einlagerungen geben dem Kolluvium chemische Eigenschaften, die es von rein mineralischen Sedimenten unterscheidet (vgl. Kapitel 5.1.1).

Die typischen Bodenbildungen dieser Flächen sind Böden mit texturalem B-Horizont, im besonderen Rubrozem und Podzolic Vermelho Amarelo (red and yellow podzolic soil).

An den Hängen sind überwiegend Böden mit B-cambic-Horizont vom Typ Cambisol-alico auf tonigem oder arkosischem Ausgangsmaterial verbreitet.

Im Umbará-Gebiet wird die Basis der Hang-Erosionsflächen von Tonen der Guabirotuba-Formation und Migmatiten gebildet. Der kolluviale Mantel, der diese Flächen überdeckt, ist wenig mächtig und besteht aus Mischungen von Materialien der Pediplains oder aufgearbeitetem Material der Guabirotuba-Formation und der Migmatite. Die Paläopavimente sind hier weniger häufig als im Canguirí-Gebiet anzutreffen. Dort, wo das P1-Pediment aus Tonen der Guabirotuba-Formation aufgebaut ist, kann man an den Hängen talartiger Geländedepressionen die Diskordanz zwischen den Tonen und den unterlagernden Migmatiten gut beobachten.

Die Erosionshänge über Migmatiten sind überdeckt von kolluvialem Material, das von den alten Pediplains und aufgearbeiteten Sedimenten anderer Herkunft stammt. Die Abhänge sind in der Nähe der Oberkanten der Pedimente meistens leicht einfallend, werden aber steiler in der Nähe der Flüsse und Bäche. Das Flußnetz ist meistens dritter Ordnung.

Die Böden der Hang-Erosionsflächen aus tonigen Ablagerungen der Guabirotuba-Formation sind meistens Böden mit einem B-textural-Horizont, die der Rubrozem-Gruppe zugehören, oder auch Böden mit Übergangseigenschaften zu den Podzolic-Vermelho-Amarelo oder aber weniger häufig Böden mit einem B-cambic-Horizont. An den Abhängen, wo die Ablagerungen aus Migmatitmaterial bestehen, sind meistens Böden mit

einem B-textural-Horizont vom Typ Podzolico Vermelho Amarelo sowie Böden mit einem B-cambic-Horizont verbreitet.

5.1.2.4 Alluviale Niederungen

Die alluvialen Ablagerungen im Canguirí-Gebiet befinden sich meistens in Talauen, wo sie eine geringe Mächtigkeit aufweisen und direkt die Sedimente der Guabirotuba-Formation überlagern. Die Uferpartien der Flüsse Iraí, Canguirí, Palmital und Timbú sind gegenüber der restlichen Talaue deichartig erhöht. Es handelt sich dabei um Flußsedimente, die bei Überflutungen abgelagert wurden und eine Mächtigkeit von mehreren Metern erreichen können.

In den Randgebieten der Flüsse trifft man auf verlassene alte Flußbette, die auch sehr gut auf Luftbildern zu erkennen sind. In den alluvialen Niederungen sind vor allem hydromorphe Böden verbreitet: Gleye, Niedermoore und Aueböden. Im Umbará-Gebiet sind die alluvialen Ablagerungen vorwiegend in der Alluvialebene des Iguaçu zu finden.

5.2 Physikalische, chemische, mineralogische, morphologische und systematische Charakterisierung der Böden

In zwei Regionen des Sedimentbeckens von Curitiba wurden in unterschiedlichen Reliefsituationen 21 Profile ausgewählt, die für die vorkommenden Bodeneinheiten repräsentativ sind. Die Profilbeschreibungen erfolgten nach den Richtlinien des MANUAL DE METODOS DE TRABALHO DE CAMPO (1967). Die Boden- und Regolithproben wurden chemisch, physikalisch und mineralogisch untersucht (vgl. Kapitel 3, Abschnitt 3.3, 3.4 und 3.5).

Für die Darstellung und Diskussion der Resultate wurden die Profile in Gruppen zusammengefaßt, wobei die jeweilige Ausprägung des B-Horizonts das Gliederungsmerkmal bildete. Dieses Vorgehen erfolgte mit dem Ziel

in einer Gruppe Böden mit verwandter Genese zusammenzufassen. Eine Charakterisierung nach bestimmten Eigenschaften des B-Horizonts entspricht auch dem Gliederungsprinzip der brasilianischen Systematik in einer höheren Ordnung des Klassifikationssystems, das seit einigen Jahren durch das CENTRO DE PESQUISAS PEDOLÓGICAS DO MINISTÉRIO DA AGRICULTURA entwickelt wird (vgl. COMISSÃO DE SOLOS 1960; DIVISÃO DE PESQUISA PEDOLÓGICA 1971; EQUIPE DE PEDOLOGIA E FERTILIDADE DO SOLO, 1970; DIVISÃO DE PESQUISA PEDOLÓGICA 1972; 1973; CENTRO DE PESQUISAS PEDOLÓGICAS 1974).

5.2.1 Gesamtaufschluß

Es werden hier Ergebnisse der Gesamtaufschlüsse dargestellt, von je einer typischen Bodensequenz aus zwei Regionen des Sedimentbeckens von Curitiba. In den Sequenzen sind Böden mit B-Latosol-Horizont, B-textural-Horizont und B-cambic-Horizont vertreten. In den Bauschanalysen wurden folgende Elemente bestimmt: Si, Al, Fe, Mg, K, Na, Ca, P, Mn und Ti. Die Resultate werden als Oxide in mg/g T. S. Bodenfeinerde dargestellt. Der Quotient $\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$, der von NIGGLI vorgeschlagen wurde (in JENNY 1941), und die Verhältniszahlen der Gehalte von pedogenen Oxiden sowie die Ergebnisse der Bauschanalyse bilden die Grundlage für die Beurteilung des Verwitterungsgrades der Böden. Die klimatischen Bedingungen im Untersuchungsgebiet, die gekennzeichnet werden können als sehr feucht und mesotherm-subtropisch mit frischen Sommern und gelegentlichen schweren Frösten ohne ausgeprägte Trockenzeit (vgl. GODOY, CORREIA E SANTOS 1976; MAACK, 1968; HOLZMANN, 1966), begünstigen sowohl die Verwitterung als auch den Abbau der organischen Substanz.

In der Tabelle 12a-b äußert sich dies bei den stark verwitterten Böden deutlich durch einen Verlust von Silizium, Magnesium, Kalium und Natrium sowie Calcium und eine Anreicherung von Aluminium und Eisen. Diese Phänomene sind in ihrem unterschiedlichen Grad der Ausprägung schon

lange bekannt; sie ermöglichen Rückschlüsse auf das Zusammenwirken von bodenbildenden Faktoren im tropischen Gebiet (vgl. TOTH, 1955; PAGEL, 1968; JENNY, 1941; VERDADE, 1972; COMISSÃO DE SOLOS, 1960).

5.2.1.1 Böden mit B-Latosol-Horizont

Die Profile 3, 4, 8 und 14 sind Beispiele für Latosole aus tonigen Pediseditimenten. Die Profile 18, 19 und 20 sind repräsentativ für Latosole aus migmatitischen Pediseditimenten. Bei den Profilen 5 und 9 handelt es sich um Latosole aus umgelagertem tonigem Pediseditiment. In der Tabelle 6a-b sind die Durchschnittswerte der Horizonte A und B der verschiedenen untersuchten Latosole wiedergegeben (vgl. auch Abb.16).

Die hier ausgewählten Latosole sind unterschiedlicher Herkunft in Bezug auf das Ausgangsgestein. Sie befinden sich in verschiedenen Reliefpositionen und repräsentieren unterschiedliche Entwicklungsstadien. Der Einfluß der Reliefposition bzw. Höhenlage ist in der Abb.11 dargestellt, die einen Überblick über die Latosolformen des sedimentären Beckens sowie der Umgebung vermitteln soll.

Der Gehalt der verschiedenen Latosole an SiO_2 ist meist relativ gering im Vergleich zu den anderen untersuchten Böden. Dies ist primär zurückzuführen auf die unterschiedlichen Verwitterungsgrade. Die geringsten SiO_2 -Gehalte im B-Horizont hatten die Profile 19 und 8. In Kombination mit einem geringen Ki-Wert (Boden) kennzeichnet dies einen höheren Verwitterungsgrad.

Die höchsten Gehalte an SiO_2 in den Profilen 9 und 20 und hohe Ki-Werte spiegeln dagegen ein niedriges Entwicklungsstadium der Latosole wider.

Der Al-Gehalt ist in den B-Horizonten der Latosole meist hoch, mit Ausnahme der Horizonte, die durch eine lithologische Diskontinuität einem anderen Entwicklungszyklus entsprechen (Mehrschichtprofile).

Prozentual geringere Vorräte an Al enthalten die weniger verwitterten Latosole (Profil 9 und 20).

Die geringsten Gehalte an Eisen, Titan und Mangan und die höchsten an Kalium in den B-Horizonten wurden im Vergleich zu anderen Latosolen aus Tonen im Profil 3 festgestellt.

Diese niedrigen Gehalte sind zurückzuführen auf eine Beteiligung von Arkose-Material, das auch durch die Schwermineralanalyse nachgewiesen wurde.

Nach SCHEFFER und SCHACHTSCHABEL (1976) ist der größte Teil des Titangehalts in Böden auf Schwerminerale vom Typ Rutil, Anatas und Ilmenit zurückzuführen.

Anscheinend steht jedoch die Konzentration an Titan in den untersuchten Latosolen nicht direkt im Zusammenhang mit der Anwesenheit von größeren Mengen an Titanit, Anatas und Rutil, sofern man sich an den Ergebnissen der Schwermineralbestimmung orientiert.

In den migmatitischen Latosolen wurden die höchsten Prozentsätze dieser Minerale und gleichzeitig die geringsten Titangehalte festgestellt. Die Werte für Titan in den Profilen 8 und 9 können zurückgeführt werden auf die Anwesenheit dieses Elements in kleinen Konkretionen, die sehr häufig in den Tonen der Guabiro tuba-Formation vorkommen. Die Latosole aus umgelagerten tonigem Pedis sediment-Material (Profile 5 und 9) sind gekennzeichnet durch einen ziemlich hohen Ti-Gehalt und einen niedrigen Al-Gehalt im Vergleich zu den Latosolen der residualen Pediplainflächen oder hoch gelegener Pedimente.

Die größte Anreicherung an Phosphor ist immer im A-Horizont festzustellen, wahrscheinlich weil dieses Element in erheblichem Umfang an organische Substanz gebunden ist. Eine starke Anreicherung an Kalium im Profil 3 und 18 kann verursacht sein durch Fremdmaterial im Boden oder auch durch eventuelle lithologische Diskontinuitäten, wie im Profil 9 (Horizont B_v 4) zu beobachten ist.

Tab. 6a: Chemische Totalanalyse (mg/g T. S.), Mittelwerte der A-Horizonte der untersuchten Latosole

Profil	Material (xx)	Ort (x)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Ki
3	Pd _a	Cg	532,3	227,7	85,8	0	1,0	0,4	3,1	17,1	0,9	0,4	3,97
4	Pd _a	Cg	522,7	238,1	85,5	0	1,0	0,5	2,2	18,4	0,8	0,3	3,73
8	Pd _o	Cg	487,1	238,1	94,4	0	0,9	0,3	1,2	24,2	0,9	0,3	3,48
14	Pd _o	Cg	417,4	280,6	107,7	0	1,4	0,5	3,3	23,7	1,0	0,3	2,53
5	Pc	Cg	511,1	231,5	91,1	0	1,3	0,4	2,3	21,0	0,9	0,3	3,75
9	Pc	Cg	543,4	198,7	90,3	0	1,6	0,4	1,7	25,7	1,0	0,3	4,65
18	Pd _b	Ub	488,6	255,1	85,6	0	1,4	0,4	3,5	18,1	0,9	0,2	3,26
19	Pd _b	Ub	452,7	282,5	78,6	0	1,2	0,4	1,8	20,0	1,1	0,2	2,72
20	Pd _b	Ub	584,3	208,2	60,7	0	1,0	0,3	1,3	11,5	1,1	0,3	4,77

(x) Ort: Canguirí (Cg), Umbará (Ub)

(xx) Material: Pd_a - Toniges Pedisediment mit Arkose - Gemengteilen

Pd_o - Toniges Pedisediment

Pd_c - Umgelagertes toniges Pedisediment

Pd_b - Pedisediment aus Migmatitmaterial

Profil Material (xx)	Ort (x)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Ki
3	Pd _a	493,5	283,2	96,3	0	1,3	0,5	7,2	17,9	0,8	0,7	2,96
4	Pd _a	525,0	261,1	92,0	0	1,0	0,3	4,3	18,9	0,6	0,4	3,42
8	Pd _o	468,4	275,7	109,6	0	0,9	0,4	1,4	26,8	0,8	0,3	2,89
14	Pd _o	437,3	297,7	111,2	0	1,2	0,4	4,7	24,0	0,5	0,4	2,50
5	Pd _c	517,2	253,5	92,0	0	1,1	0,5	2,6	24,5	0,7	0,2	3,47
9	Pd _c	535,8	227,1	99,5	0	1,4	0,4	3,3	27,2	0,6	0,3	4,01
18	Pd _b	509,3	273,7	90,3	0	1,6	0,4	5,7	17,3	0,6	0,2	3,16
19	Pd _b	455,4	300,0	81,5	0	1,2	0,3	2,1	17,6	0,8	0,2	2,58
20	Pd _b	563,1	249,2	71,6	0	0,7	0,2	1,7	12,9	0,7	0,4	38,4

(x)	Ort:	Cangui (Cg) Umbará (Ub)
(xx)	Material:	Pd _a - Toniges Pedisediment mit Arkose-Gemengteilen Pd _o - Toniges Pedisediment Pd _c - Umgelagertes toniges Pedisediment Pd _c - Pedisediment aus Migmatitmaterial

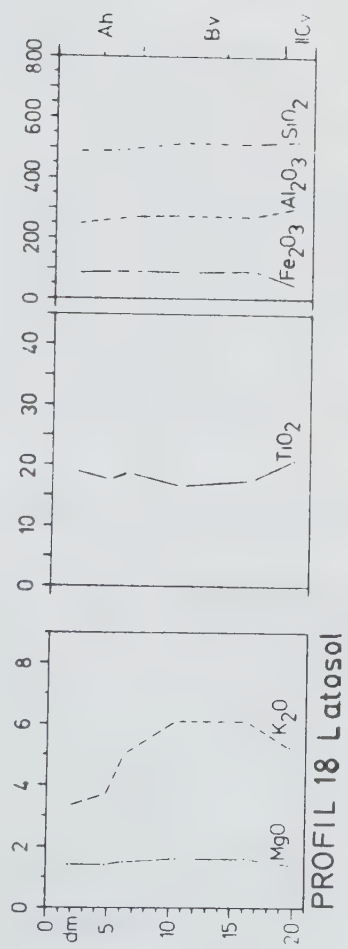
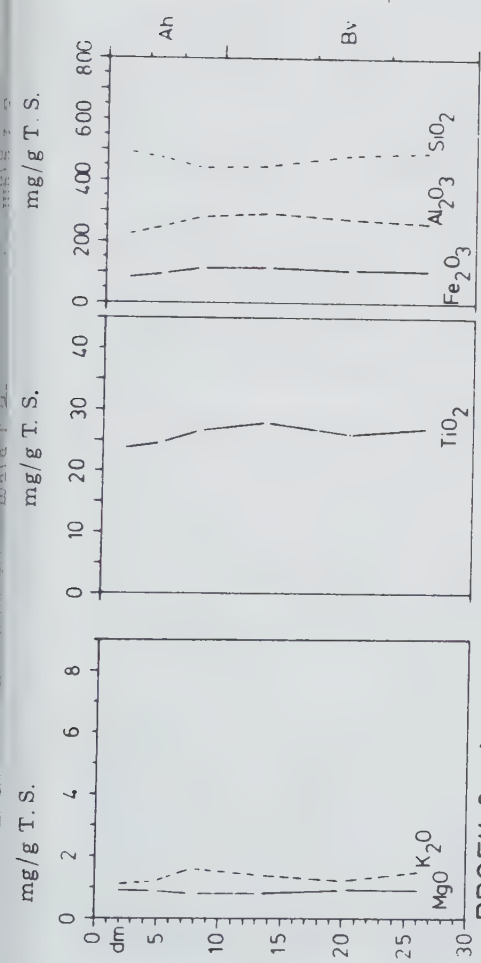
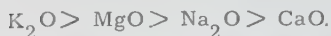


Abb. 13: Tiefenfunktionen der Gesamtgehalte

Die Gehalte an Basen sind in allen untersuchten Latosolen meist gering. Die Mittelwerte (Tabelle 6a-b) zeigen folgende Rangfolge:



Die Latosole aus Ton auf hoch gelegenen residualen Pediplains unterscheiden sich von den Latosolen des P2-Pediments in einigen Merkmalen. Diese Unterschiede sind gering und wahrscheinlich die Folge einer Einlagerung von Arkose-Material in das Pediment. Die Unterschiede sind auch festzustellen in den tiefsten Partien des alten Pediplains. Die Latosole dieser Flächen, die mit Arkose-Material "imprägniert" sind (Profil 3 und 4), enthalten weniger Titan und mehr Kalium als Latosole aus Ton (Profil 8 und 14, vgl. Tabelle 6a-b). Die aus umgelagerten tonigen Pedisediment-Gemischen entstandenen Latosole (Profil 5 und 9) zeigen im Vergleich mit anderen Latosolen des residualen Pediplains im B-Horizont höhere Titan-Werte und niedrigere Aluminium-Werte.

5.2.1.2 Böden mit B-textural-Horizont

Die Ergebnisse der Bauschanalyse von Böden mit B-textural-Horizont, die sich aus Migmatit, Tonen und Tonen mit Arkose-Beimengung entwickelt haben, sind in Tabelle 7a-b aufgeführt.

Die Böden aus Ton sind vertreten durch die Profile 2, 10 und 16; diejenigen aus Migmatiten durch die Profile 15, 17 und 21, und die aus Tonen mit Arkose-Beimengung durch die Profile 1 und 12. Diese Böden kommen sowohl im Bereich geringer Reliefenergie der Pedimentfläche vor als auch in Erosionslagen mit bewegtem Relief.

Es handelt sich also um eine Gruppe von Böden, die nicht wie die Latosole heute meist in ähnlicher morphologischer Situation anzutreffen sind. Sie sind aber das Ergebnis gleichartiger pedogenetischer Prozesse, die zur Bildung eines B-textural-Horizontes führten.

Die Gehalte an SiO_2 sind allgemein höher als in den Latosolen, wobei die geringsten Gehalte in den Böden vorkommen, die sich aus Migmatiten ge-

bildet haben. Die höchsten Gehalte an SiO_2 und die höchsten Ki-Werte findet man in den Böden, die sich aus Tonen mit Arkose-Beimengung entwickelt haben. Dementsprechend sind niedrige $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ -Quotienten charakteristisch für die Böden aus Migmatiten und die höchsten Quotienten für die Böden aus Tonen mit Arkose-Beimengung (Tabelle 7a-b).

Der Gesamtgehalt an Al erreicht Höchstwerte in den B-Horizonten, wobei die geringsten Werte in den Böden aus Tonen mit Arkose-Beimengung zu finden sind. Der Gesamt-Eisengehalt variiert stark, wie aus Tabelle 7a-b hervorgeht, wobei die geringsten Gehalte in Profil 21 wahrscheinlich eine Folge des geringen Entwicklungsgrades dieses Bodens sind; möglicherweise aber auch die Folge des Einflusses eines anderen Ausgangsgesteins, das mit dem Migmatit vergesellschaftet ist. Man findet aber auch ähnliche Werte in tieferen Profilstufen der Böden aus Migmatit.

Die Tiefenfunktionen des SiO_2 , Al_2O_3 und Fe_2O_3 der Böden mit B-textural-Horizont (Profile 2 und 17) sind in der Abbildung 14 dargestellt. Als allgemeine Tendenz ist eine negative Korrelation zwischen den Gehalten an SiO_2 einerseits und Al_2O_3 andererseits feststellbar, die für eine Verwitterung unter tropischen Bedingungen typisch ist.

Das Gesamt-Eisen zeigt ein ähnliches Verhalten wie das Al_2O_3 . Abrupte Wechsel in den Gehalten an SiO_2 , Al_2O_3 und Fe_2O_3 müssen auf lithogene Diskontinuitäten zurückgeführt werden. Solche Schichtungen sind in diesen Profilen sehr häufig. Vergleicht man die Gehalte der Gesamt-Titans der Böden mit B-textural-Horizont und derjenigen mit B-Latosol-Horizont, so sind erstere wesentlich ärmer an Titan, wie auch aus Tabelle 7a-b hervorgeht. Offensichtlich besteht im Gegensatz zu den Latosolen zwischen den Gehalten an Titan in den Böden mit B-textural-Horizont und den Gehalten an Rutil, Anatas und Titanit keine direkte Beziehung, wie bereits im Kapitel 5.2.1.1 festgestellt wurde. Die hohen Gehalte an Titan im Profil 16 beruhen auf der Anreicherung kleiner titanreicher Konkretionen. Die Vorräte an Magnesium, Kalium und Natrium sind größer als in den Latosolen, wobei wiederum charakteristisch ist, daß die höchsten Gehalte in den Böden mit B-textural-Horizont auftreten, die sich aus Ton ent-

Profil	Material	Ort	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	K ₁
2	Ar	Cg	596,3	183,8	76,1	0,1	2,8	0,8	9,1	15,9	0,8	0,4	5,52
10	Ar	Cg	585,8	190,8	79,7	0,1	2,7	0,5	7,9	14,3	0,9	0,4	5,22
16	Al	Ub	625,8	180,5	71,4	3,0	1,1	0,5	3,3	15,8	-	4,5	5,89
12	Aa	Cg	683,5	140,3	65,4	0,1	1,9	0,5	4,8	17,1	0,7	0,5	8,28
1	Aa	Cg	716,7	130,0	56,5	0,1	1,4	0,5	3,2	15,7	0,6	0,5	9,37
15	Mg	Ub	526,6	223,6	82,1	0,7	1,0	0,4	0,9	14,1	-	0,5	4,00
17	Mg	Ub	541,4	229,0	78,2	0,4	1,0	0,4	1,3	14,1	2,4	0,2	4,02
21	Mg	Ub	547,6	251,4	40,4	0,1	0,9	0,4	1,2	13,0	1,0	0,2	3,70

(x) Ort: Umbará (Ub), Canguiri (Cg)

(xx) Materialien: Ton (Ar)

Ton mit Arkose-Gemengteilen (Aa)

Lila Ton (Al)

Migmatit (Mg)

Tab. 7b: Chemische Totalanalyse (mg/g T. S.), Mittelwerte der B-Horizonte der untersuchten B-Textural Profile

Profil	Material (xx)	Ort (x)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Ki
2	Ar	Cg	620,8	200,3	79,2	0,1	3,8	0,8	11,5	14,8	0,7	0,7	5,27
10	Ar	Cg	607,1	207,2	78,2	0,1	4,1	0,6	12,3	14,2	0,7	0,5	4,98
16	Al	Ub	529,2	248,0	100,3	1,6	1,6	0,6	7,4	20,4	0,9	3,1	3,63
12	Aa	Cg	672,9	165,3	72,3	0,1	2,2	0,6	6,8	16,5	0,6	0,6	6,92
1	Aa	Cg	726,9	139,2	57,2	0,1	1,6	0,5	5,9	15,6	0,4	0,9	8,87
15	Mg	Ub	505,5	271,8	95,5	0,1	0,6	0,3	1,0	14,1	0,8	0,4	3,16
17	Mg	Ub	543,6	253,5	90,0	0,1	1,1	0,4	1,2	11,7	1,7	0,1	3,65
21	Mg	Ub	537,1	283,5	44,4	0,1	0,9	0,3	1,3	16,2	0,6	0,1	3,22

(x) Ort: Canguiri (Cg), Umbará (Ub)

(xx) Material: Ton (Ar)

Ton mit Arkose-Gemengteilen (Aa)

Lila Ton (Al)

Migmatitmaterial (Mg)

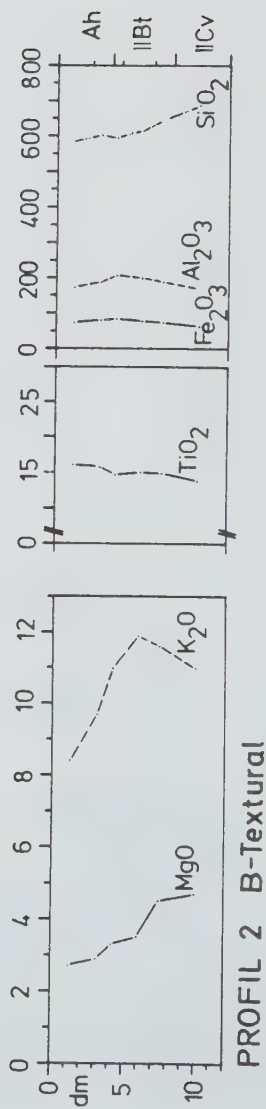
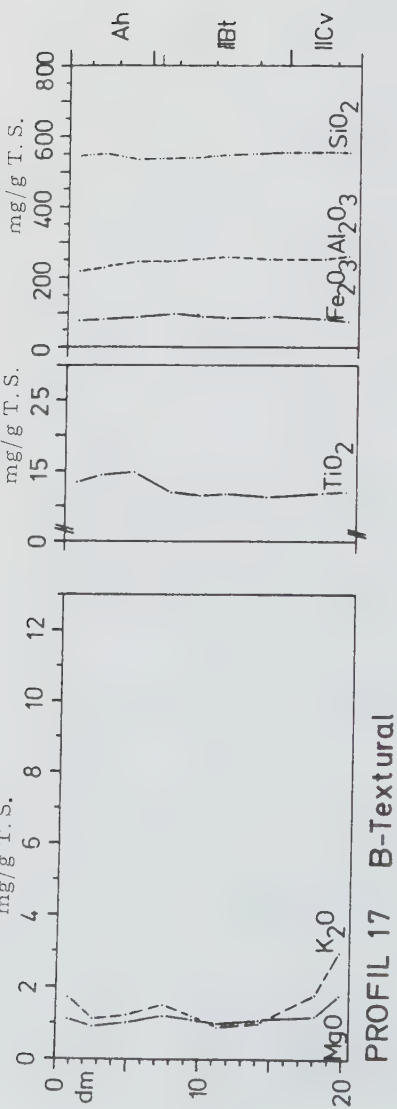


Abb. 14: Tiefenfunktionen der Gesamtgehalte

wickelt haben. Die Gehalte an Phosphor sind erwartungsgemäß immer höher in den A-Horizonten, wobei jedoch auffällt, daß in Profil 17 die Phosphorgehalte wesentlich höher sind als in den anderen Profilen (vgl. Tabelle 7a-b). Die Ausbildung von Böden mit B-textural-Horizont ist normalerweise gebunden an die Pedimente von Umbará oder ebenfalls häufig an Erosionsniveaus der Hänge in der Área von Canguirí.

Die klimatische Situation und das Relief tragen dazu bei, daß sich normalerweise im Vergleich zu den Latosolen weniger intensiv verwitterte Böden gebildet haben. Manchmal zeigen sie dennoch einen fortgeschrittenen Verwitterungsgrad, z. B. wenn, wie bei Profil 15, der Boden vorverwittertes kolluviales Material aus höher gelegenen alten Landoberflächen enthält. Große Unterschiede im Gehalt an Basen bestehen zwischen Böden, die sich aus Tonen und Migmatiten gebildet haben. Erstere zeigen immer wesentlich höhere Basengehalte, wie auch aus den in der Graphik 14 dargestellten Tiefenfunktionen zu ersehen ist (siehe auch Abb. 16).

5.2.1.3 Böden mit B-cambic-Horizont

Die Ergebnisse der Bauschanalyse der Böden mit B-cambic-Horizont, die sich aus Sedimenten der Guabirota-Formation gebildet haben, sind in Tabelle 8 aufgeführt. Die Profile 6 und 11 sind Beispiele für Böden aus Ton, das Profil 7 ein Beispiel für einen Boden aus Arkose-Material. Die beiden Hauptkomponenten der Guabirota-Formation sind Tone und Arkosen. Die Cambisole aus Arkose enthalten mehr SiO_2 und Al_2O_3 als die Cambisole aus Ton. Diese Gehalte sind auch wesentlich höher als die der Latosole oder der Böden mit B-textural-Horizont (siehe Abb. 15).

Die Gehalte an Fe_2O_3 sind wesentlich höher in den Böden aus Ton als in den Böden aus arkosischem Ausgangsmaterial. Dies entspricht der Charakterisierung der Zusammensetzung der Ausgangsmaterialien, wie sie in Kapitel 5.1.1.1 vorgenommen wurde.

Die Tiefenfunktionen zeigen, daß jeder Abnahme der SiO_2 -Gehalte eine Zunahme der Gehalte an Al_2O_3 und Fe_2O_3 entspricht. Die Schwankungen der Gehalte an Fe_2O_3 , Al_2O_3 und SiO_2 in verschiedenen Tiefenstufen sind das Resultat lithogener Diskontinuitäten innerhalb des Profils. Der Basengehalt ist wesentlich höher als in den Böden mit B-textural-Horizont und B-Latosol-Horizont. Dies gilt insbesondere für Calcium, obwohl es in den Profilen 6 und 7 nur im Unterboden in höheren Konzentrationen vorhanden ist (siehe Abb. 15).

Der hohe Calciumgehalt des Profils 11 ist wahrscheinlich durch die Anwesenheit von Epidot bedingt (in der Schwermineralanalyse höherer Epidotgehalt, vgl. Abb. 28).

Die Böden sind magnesiumarm, aber sie weisen höhere Gehalte an Kalium im C-Horizont auf. Auch die Natriumgehalte nehmen in den C-Horizonten zu. Die Phosphorwerte sind niedrig, wobei die höchsten Werte im A-Horizont auftreten, wie es schon bei den Böden der vorangegangenen Gruppen der Fall war. Im Vergleich mit den Latosolen und mit den Böden mit B-textural-Horizont sind die Gehalte an Titan in den Cambisolen extrem niedrig, was als Indiz für ein niedriges Entwicklungsniveau angesehen werden kann (vgl. Tabelle 8).

Die Cambisole sind an den Hängen verbreitet und weisen somit in der Mehrzahl der Fälle eine Beziehung zum Relief auf. In diesen Lagen, in denen durch Erosion ständig neues unverwittertes Material an die Oberfläche gelangt, können die Böden nur einen recht geringen Entwicklungsgrad erreichen, der sich stark unterscheidet von dem der Latosole und der Böden mit B-textural-Horizont.

Tab. 8: Chemische Totalanalyse (mg/g T.S.), Mittelwerte der A- und B-Horizonte der untersuchten B-textural Profile

Profil	Hor.	Material	Ort	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Ki
6	A	Ag	Cg	661,2	150,2	65,0	0,1	2,6	0,4	6,7	16,2	0,7	0,4	7,48
11	A	Ag	Cg	592,4	172,8	78,1	0,3	7,0	1,8	15,0	11,6	0,8	0,4	5,83
7	A	Ak	Cg	634,4	157,8	55,5	0,1	3,8	0,6	9,3	15,8	0,9	0,4	6,83
6	B	Ag	Cg	661,6	165,4	70,9	0,1	3,0	0,5	8,5	18,4	0,6	0,6	6,80
11	B	Ag	Cg	621,2	191,4	83,6	2,3	11,5	1,0	21,9	11,4	0,8	0,3	5,52
7	B	Ak	Cg	690,3	163,8	55,0	0,1	5,4	0,8	13,5	15,3	0,5	0,5	7,16

(x) Ort: Canguiri (Cg)

(xx) Material: Ton (Ag)
Arkose (Ak)

A Horizont: A

B Horizont: B

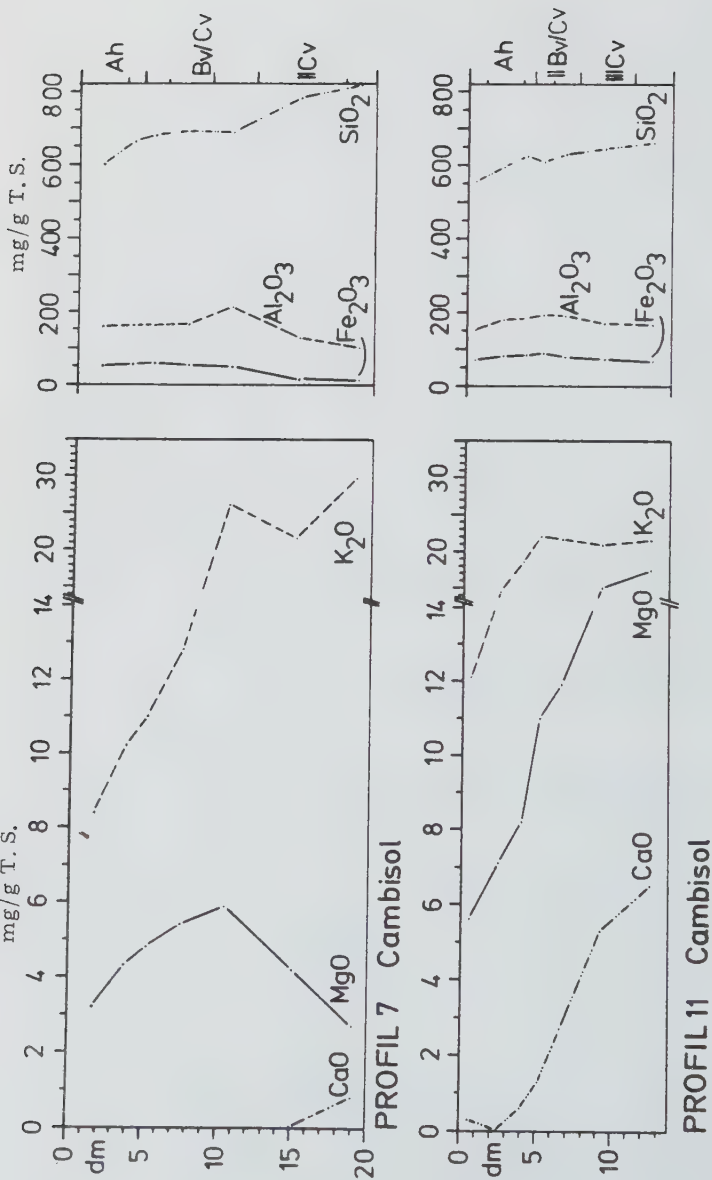
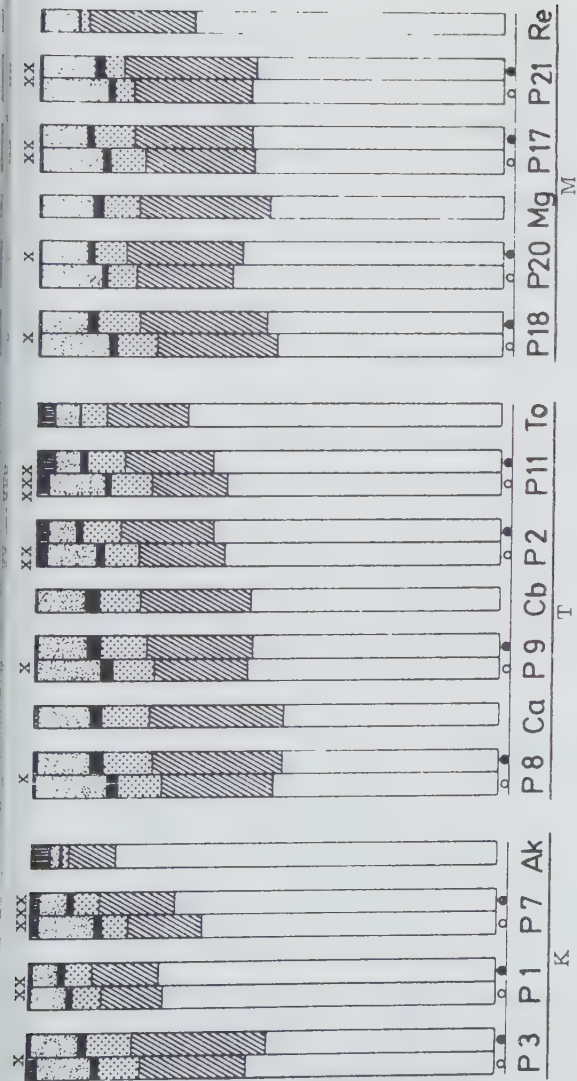


Abb. 15: Tiefenfunktionen der Gesamtgehalte

100
80
60
40
20
0



SiO₂ Glühverlust

Al₂O₃

Fe₂O₃

TiO₂

Σ Kationen + P₂O₅ + MnO

o A - Horizont
● B - Horizont
P - Profil

x Latosol
xx B-textural
xxx Cambisol

Ak - Arkose; Ca - Toniges Pediseditment; Cb - Umgelagertes, toniges Pediseditment; To - Tone
Mg - Pediseditment aus Migmatitmaterial; Re - Regolithe; K - Boden und bodenbildende Substrate aus
Tonen und Arkosen; T - Boden und bodenbildende Substrate aus Tonen; M - Boden und bodenbildende
Substrate aus Migmatiten

Abb. 16: Chemische Totalanalyse (% der Fraktion < 2 mm)

5.2.2 Pedogene Oxide

Die Gehalte der untersuchten Böden an pedogenen Oxiden wurden ermittelt, um in Kombination mit anderen Analysen eine Charakterisierung des Verwitterungszustandes und der Genese der Böden zu ermöglichen. Diese, während der Verwitterung und Bodenbildung entstandenen Fe-, Al- und Mn-Oxide und -Hydroxide, die auch als "freie" Oxide bezeichnet werden, sind teils gut kristallisiert, teils röntgenamorph. Die beiden Modifikationen wurden durch die Dithionit-Citrat-Bicarbonat- und Ammonium Oxalat-Extraktionen getrennt. Zur Bestimmung von organisch gebundenem Fe, Al und Mn wurde mit Natrium-Pyrophosphat extrahiert (vgl. Kapitel 3.3.5).

Eine Kombination von Totalanalyse und Bestimmung der pedogenen Oxide verbessert beträchtlich die Informationen in Bezug auf den Verwitterungsgrad der Böden. Das Mengenverhältnis der kristallinen und amorphen Oxide bietet gute Anhaltspunkte zur Abschätzung des relativen Alterungsgrades bzw. der Kristallinität der Oxide (SCHLICHTING und BLUME, 1962, 1966; SCHWERTMANN, 1964, 1973; BLUME und SCHWERTMANN, 1969; ZÖTTL, 1970; MOLL, 1970; SANTOS FILHO, 1977; GREZ, 1977).

5.2.2.1 Böden mit B-Latosol-Horizont

Die Böden mit B-Latosol-Horizont sind vorwiegend aus Ton oder Tonen mit arkosischem und migmatitischem Material entstanden. Sie sind verbreitet in unterschiedlichen Niveaus und haben verschiedene Entwicklungsstadien erreicht.

Die Latosole aus Ton (Profile 3, 8 und 9; vgl. auch 4, 5, 14) weisen immer einen signifikant höheren Anteil an freiem Eisen auf als die Latosole aus Migmatiten (Profile 18, 19, 20; vgl. Abb. 17 und 18). Gleiches gilt auch für den Fe_t -Gehalt und zwar unabhängig vom gegenwärtigen Entwicklungsgrad. Es ist im Untersuchungsgebiet daher möglich, die Latosole aus Tonen von solchen aus migmatitischem Gestein durch die höheren Gehalte an pedo-

genen Fe-Oxiden und Gesamt-Fe zu unterscheiden. Der Gehalt an Fe_o richtet sich offenbar mehr nach der Verwitterungsintensität, entweder des Gesamtbodens oder einzelner Horizontabschnitte.

So ist im A_h -Horizont der Latosole, die sich aus Tonen entwickelten, der Anteil an Fe_o höher als in den migmatitischen Latosolen. Im B_v -Horizont ist der Gehalt an Fe_o in den Profilen 8 und 9 (aus Ton) höher als in den anderen Latosolen (vgl. Tabelle II im Anhang). Von den Latosolen aus Migmatitmaterial weist das am wenigsten entwickelte Profil 20 die größte Fe_o -Konzentration auf. Die niedrigsten Fe_o -Gehalte wurden im B_v -Horizont des Profils 3 festgestellt, was wahrscheinlich auf eine "Imprägnierung" des Tones mit Arkose-Material zurückzuführen ist.

Silikatgebundenes Eisen ist in geringeren Mengen in allen Latosolen vorhanden, wobei das Verhältnis $\text{Fe}_\text{d} : \text{Fe}_\text{t}$ im allgemeinen über 0,8 liegt (vgl. Tabelle III im Anhang).

Der Aktivitätsgrad der Eisenoxide, ausgewiesen durch das Verhältnis $\text{Fe}_\text{o} : \text{Fe}_\text{d}$, ist in allen Latosolen niedrig ($< 0,03$), wodurch ein hoher Kristallisationsgrad der Eisenoxide angezeigt wird. Die hohen Konzentrationen an amorphem Fe-Oxid (Fe_o) und organisch gebundenem Eisen (Fe_p) im Profil 19, in einer Tiefe von 1,90 m, ist verursacht durch einen fossilen A-Horizont. Wahrscheinlich sind auch im Profil 9 die höheren Werte für Fe_o und Fe_p in einer Tiefe von 0,89 und 1,05 m auf Profildiskordanzen mit reliktschen A-Horizonten zurückzuführen.

Als Folge enthalten diese Böden die höchsten Werte an Fe_p und Fe_o unter allen Latosolen.

Nach SCHWERTMANN (1966) und SCHWERTMANN u. a. (1968) wird die Kristallisation des amorphen Eisens durch organische Substanz gehemmt. Das gleiche Phänomen beobachtete auch SANTOS FILHO (1977) bei einer Untersuchung granitischer Latosole des ersten Paraná-Plateaus.

Die Tiefenfunktionen von Gesamteisen (Fe_t) und Dithionit-Eisen (Fe_d) weisen bei allen Latosolen eine Parallelität auf, jedoch ist der Gehalt an Fe_d viel geringer in den migmatitischen Latosolen als in den Latosolen

aus Ton (vgl. Abb. 17 und 18). Fe_t und Fe_d erreichen normalerweise ihre höchsten Werte im B-Horizont.

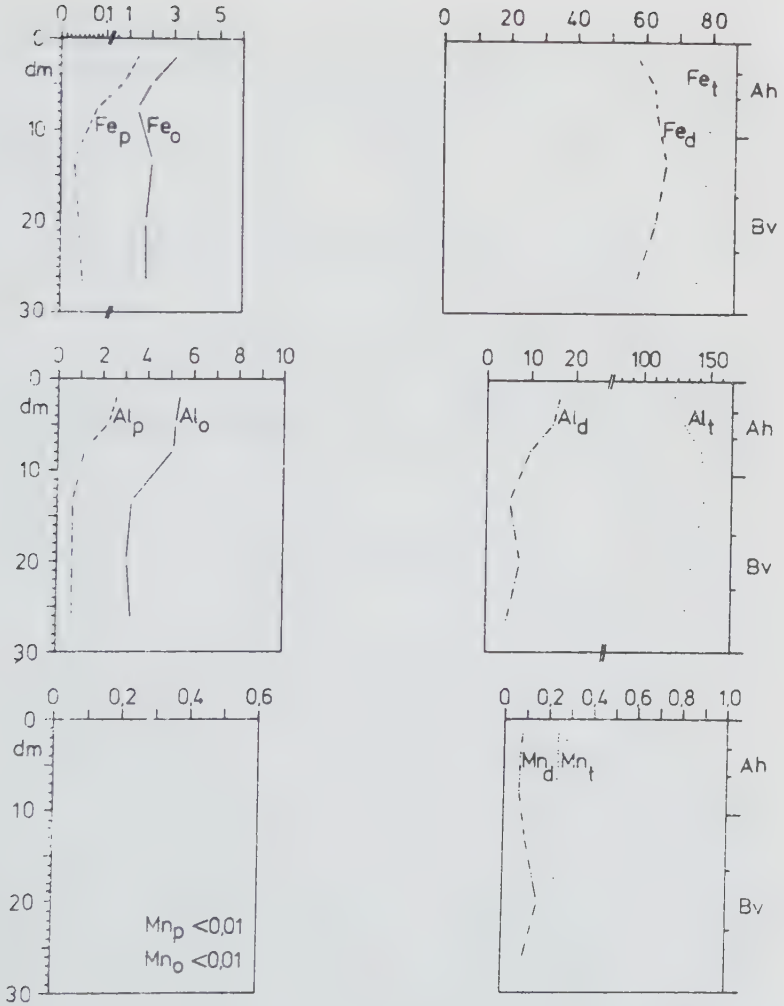
Die Darstellung der Tiefenfunktion des Eisens in den Latosolen aus Ton (vgl. Abb. 18) zeigt auch, daß die Fe_o -Gehalte immer größer sind als die des Fe_p (organisch gebundenes Fe). Die Tiefenfunktion des Mangans zeigt eine relative Homogenität in der Verteilung des Mn_t (Gesamt-Mangan) und des Mn_d (Dithionit-lösliches Mangan), wobei im Profil 3 höhere Werte als in den übrigen Latosolen festgestellt wurden. Für die Anteile an Mangan, das mit Dithionit (Mn_d) und Oxalat (Mn_o) extrahiert wurde, ergaben sich ähnliche Verteilungsbilder in den Latosolen aus Ton und denen aus migmatitischem Material.

Die Mn_d - und Mn_o -Gehalte sind gering, mit Ausnahme vom Profil 3, das höhere Werte aufweist. Der Aktivitätsgrad der Mn-Oxide ist jeweils am geringsten im B-Horizont, wobei das stark verwitterte Profil 8 den niedrigsten Aktivitätsgrad aller Latosole aufweist.

In den migmatitischen Latosolen sind die geringsten Gehalte an Mn_t , Mn_d und Mn_o in den Profilen 18 und 19 zu finden. Der Anteil an organisch gebundenem Mangan (Mn_p) ist in allen Latosolen sehr gering.

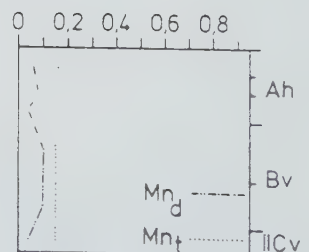
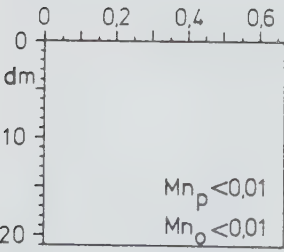
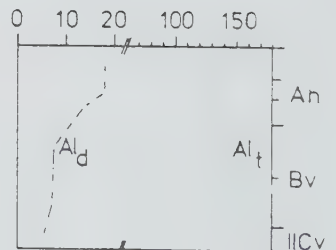
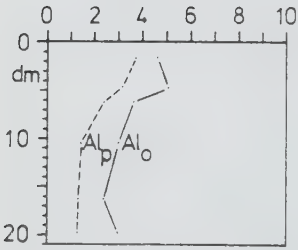
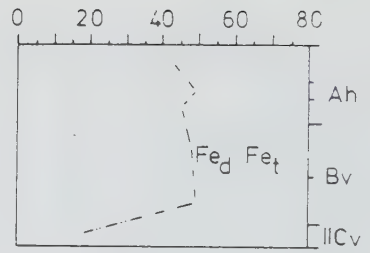
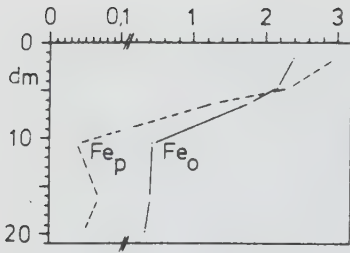
Die Tiefenfunktion der Aluminiumfraktionen ergeben für alle Latosole ein ähnliches Bild. Nach SCHLICHTING und BLUME (1962) und MC KEAGUE u. a. (1966, zit. von BLUME und SCHWERTMANN, 1969) ist diese gleichartige Form der Tiefenfunktionen des Al kennzeichnend für alle Böden in feucht-gemäßigten Regionen, nicht aber für Gibbsit enthaltende tropische Böden. Die untersuchten Latosole enthalten jedoch alle Gibbsit und sind Bildungen eines subtropischen Klimas und ähneln im Gegensatz zu der Auffassung der oben genannten Autoren dennoch hinsichtlich der Uniformität ihrer Al-Tiefenfunktionen den Böden gemäßigter Klimazonen.

Möglicherweise ist der ähnliche Verlauf der Al_o und Al_d -Kurven durch eine gemäßigte Variante des subtropischen Klimas zu erklären, das eine nicht zu intensive Verwitterung zur Folge hatte. Andererseits unterscheiden sich diese Böden jedoch deutlich von solchen des gemäßigten Klimas



PROFIL 8 - Latosol

Abb. 17: Tiefenfunktionen der Fraktionen Fe, Al und Mn
(alle Angaben in mg/g T. S.)



PROFIL 18 - Latosol

Abb. 18: Tiefenfunktionen der Fraktionen Fe, Al und Mn.
(alle Angaben in mg/g T. S.)

in den Tiefenfunktionen von Fe_d und Fe_o (vgl. Abb. 17 und 18).

Schließlich sei noch erwähnt, daß sich die Profile 18, 19 und 20 deutlich hinsichtlich des Al_o -Gehaltes unterscheiden, der von Profil 18 zu 20 abnimmt.

5.2.2.2 Pedogene Oxide der Böden mit B-textural-Horizont

Die Ergebnisse der Eisenfraktionierung der Böden mit B-textural-Horizont, die sich aus Ton, Tonen mit Arkose-Beimengung und aus Migmatit entwickelt haben, sind in den Abbildungen 19 und 20 dargestellt. Die Methoden der Extraktion und Analysen sind in Kapitel 3.3, 5 erörtert.

Die Böden mit B-textural Horizont aus Ton (Profil 2, 10 und 16) haben einen höheren Gehalt an freien Eisenoxiden als die Böden, die sich aus Migmatit und Tonen mit Arkose-Beimengung entwickelt haben.

Eine Ausnahme unter den Böden aus Migmatitmaterial bilden die Profile 15 und 17. Sie enthalten mehr dithionitlösliches Eisen als die übrigen migmatitischen Böden mit B-textural-Horizont.

Der Fe_d -Gehalt liegt jedoch noch unter dem der Latosole aus Ton. Auch der Aktivierungsgrad der pedogenen Eisenoxide, der durch den $\text{Fe}_o:\text{Fe}_d$ -Quotienten ausgedrückt wird, ist in den Profilen 15 und 17 niedriger, bzw. der Kristallisationsgrad höher als in den anderen Böden dieser Gruppe. Ebenso sind die Gehalte an silikatisch gebundenem Eisen in diesen Profilen geringer, so daß es gerechtfertigt erscheint, diese Profile als Übergangsformen zwischen den Böden mit B-textural-Horizont und denjenigen mit B-Latosol-Horizont einzustufen. Die Böden mit B-textural-Horizont sind ferner, ähnlich wie die Latosole, gekennzeichnet durch eine Parallelität der Tiefenfunktionen von Fe_t und Fe_d (vgl. Abbildungen 19 und 20). Die Fe_t - und Fe_d -Konzentrationen erreichen Maximalwerte in den B-Horizonten, während, wie zu erwarten war, die höchsten Gehalte an amorphem und organisch gebundenem Eisen (Fe_o und Fe_p) in den A-Horizonten auftraten.

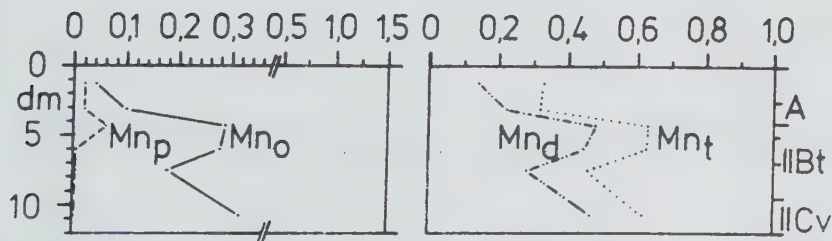
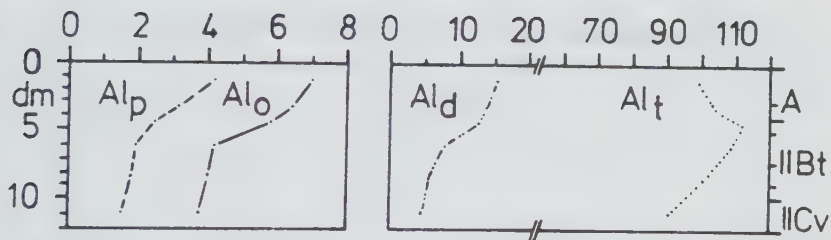
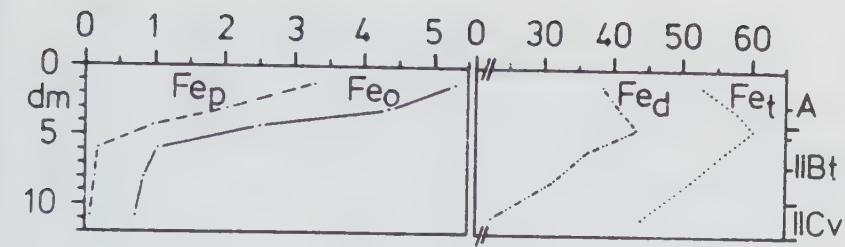
Die Böden aus Ton mit Arkosenbeimengung (Profil 1 und 12) enthalten weniger Fe_d als die Böden aus reinem Ton (Profil 2, 10 und 16).

Die Profile 10, 12 und 15 enthalten im A-Horizont praktisch gleich hohe Mengen an Fe_o und Fe_p . Im Unterboden ist der Fe_o -Gehalt niedriger als in den A-Horizonten und der Fe_p -Anteil entsprechend der Abnahme des Humusgehaltes signifikant niedriger als der Fe_o -Gehalt. Die ausgeprägte Streuung der Fe_o - und Fe_p -Werte im Profil 21 kann wieder als Indiz für eine lithogene Diskontinuität angesehen werden.

In den Böden der Region von Umbará ist der dithionitlösliche Anteil der Manganoxide nur wenig geringer als der Gesamtvorrat an Mangan. Die nahe beieinander liegenden Kurven zeigen im Unterboden einen parallelen Verlauf bei von Tiefenstufe zu Tiefenstufe stark wechselnden Werten. In dieser Gruppe verfügt das Profil 16 über die höchsten Mn_t - und Mn_d -Gehalte.

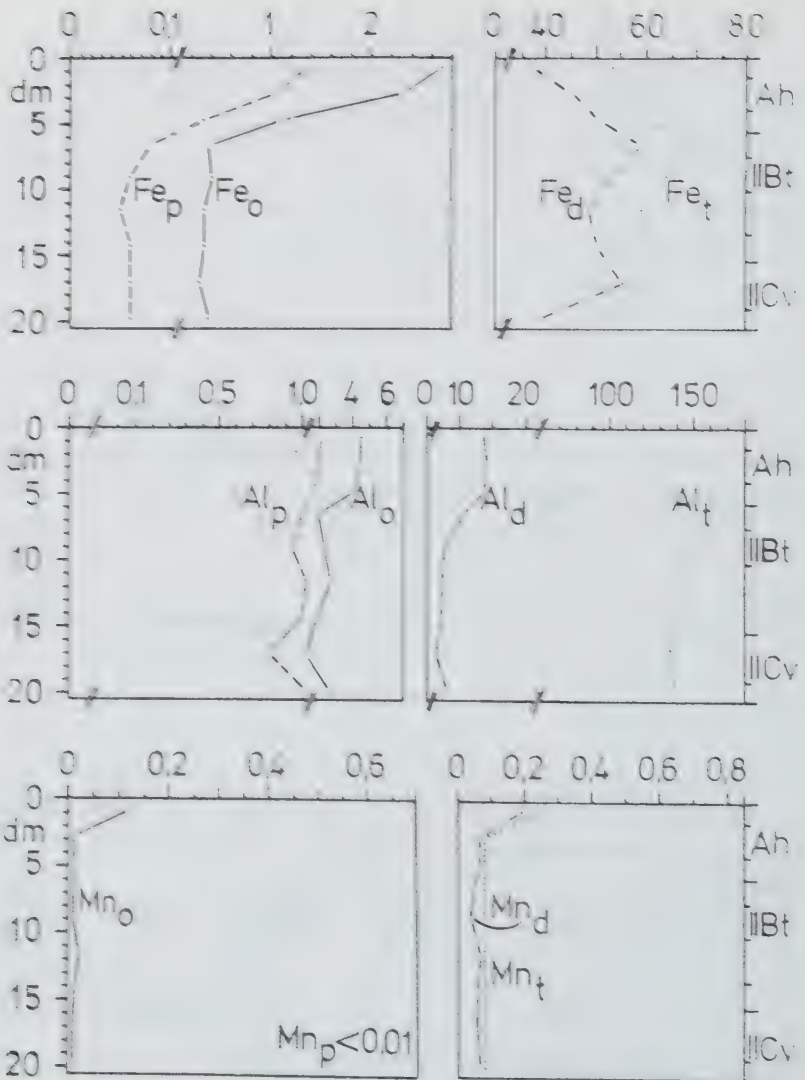
Die Böden mit B-textural-Horizont aus Ton unterscheiden sich wiederum von denen aus anderen Ausgangsmaterialien durch höhere Gehalte an oxalatlöslichem (amorphem) Mangan (Mn_o). Die am intensivsten verwitterten Böden (Profile 15 und 17) sind andererseits durch den höchsten Kristallisationsgrad der Mn-Oxide, bzw. durch die niedrigsten $\text{Mn}_o:\text{Mn}_d$ -Quotienten ausgewiesen.

Im Gebiet von Canguirí sind die Gehalte an oxalatlöslichem und dithionitlöslichem Aluminium (Al_o und Al_d) in den Böden aus Tonen mit Arkosebeimengung geringer als in den Böden, die sich aus reinem Ton entwickelten. Im Gebiet von Umbará ergab die Bestimmung der Al_o - und Al_d -Gehalte im Falle des Profils 16, mit Ton als Ausgangsmaterial, ähnlich niedrige Werte wie für die Arkose-kaltigen Profile 1 und 12 aus der Region von Canguirí. Die höchsten Al_o -Gehalte weist das Profil 21 auf, das in der Entwicklung weniger fortgeschritten ist.



PROFIL 2 B-Textural

Abb. 19: Tiefenfunktionen der Fraktionen Fe, Al und Mn
(alle Angaben in mg/g T. S.)



PROFIL 17- B-Textural

Abb. 20: Tiefenfunktionen der Fraktionen Fe, Al und Mn
(alle Angaben in mg/g T.S.)

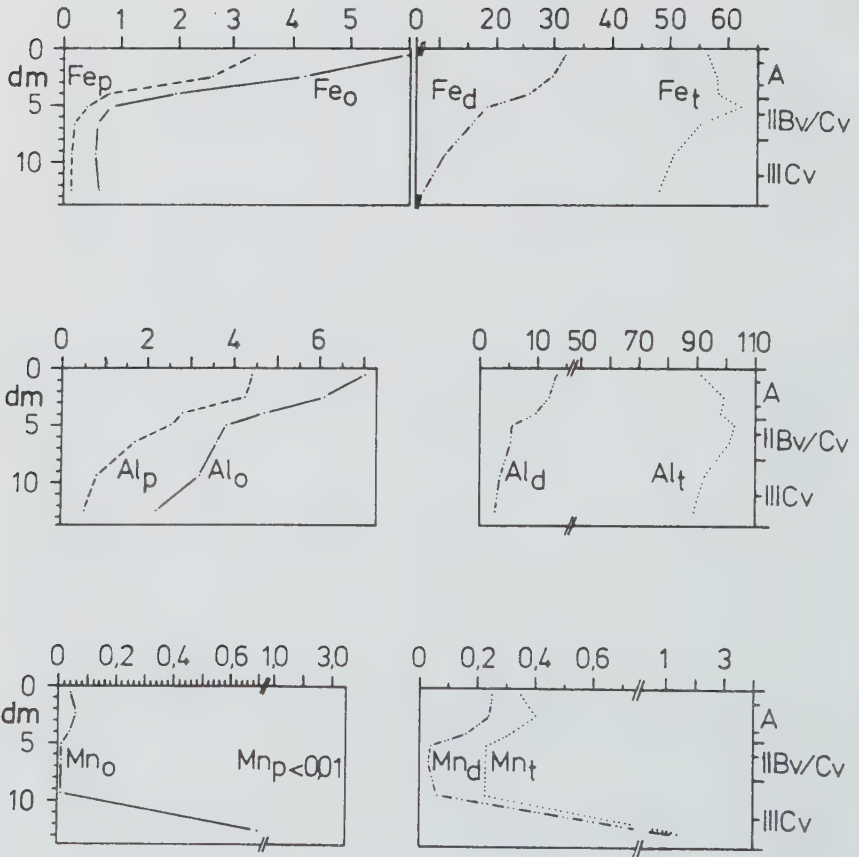
5.2.2.3 Böden mit B-cambic-Horizont

Die Ergebnisse der Bestimmung der pedogenen Oxide der Cambisole, die sich aus Tonen (Profil 6 und 11) und Arkosen (Profil 7) der Formation Guabiro tuba entwickelten, sind in der Tabelle II im Anhang wiedergegeben, sowie in den graphischen Abbildungen 21 und 22 dargestellt.

Die Gehalte der Cambisole aus Ton an dithionitlöslichen Eisenoxiden sind höher als die der Cambisole aus arkosischem Material. Die Gehalte an oxalatlöslichem Fe nehmen in allen Cambisolen mit der Tiefe ab; sie sind jedoch im Profil 6 höher als in den übrigen Böden. Gegenüber dem Eisenoxid-Gehalt überwiegt allgemein ganz eindeutig der Vorrat an silikatisch gebundenem Eisen. Die pedogenen Fe-Oxide sind am stärksten im Oberboden konzentriert und nehmen deutlich mit zunehmender Profiltiefe ab. Organisch gebundenes Eisen (Fe_p) ist naturgemäß ebenfalls am stärksten im A-Horizont konzentriert. Das Überwiegen der Fraktion des silikatisch gebundenen Eisens in den Cambisolen geht auch deutlich aus den $\text{Fe}_d:\text{Fe}_t$ -Quotienten hervor, die wesentlich niedriger sind als bei den Latosolen oder den Böden mit B-textural-Horizont. Hohe $\text{Fe}_o:\text{Fe}_d$ -Werte zeigen außerdem einen niedrigen Kristallisationsgrad der pedogenen Fe-Oxide an.

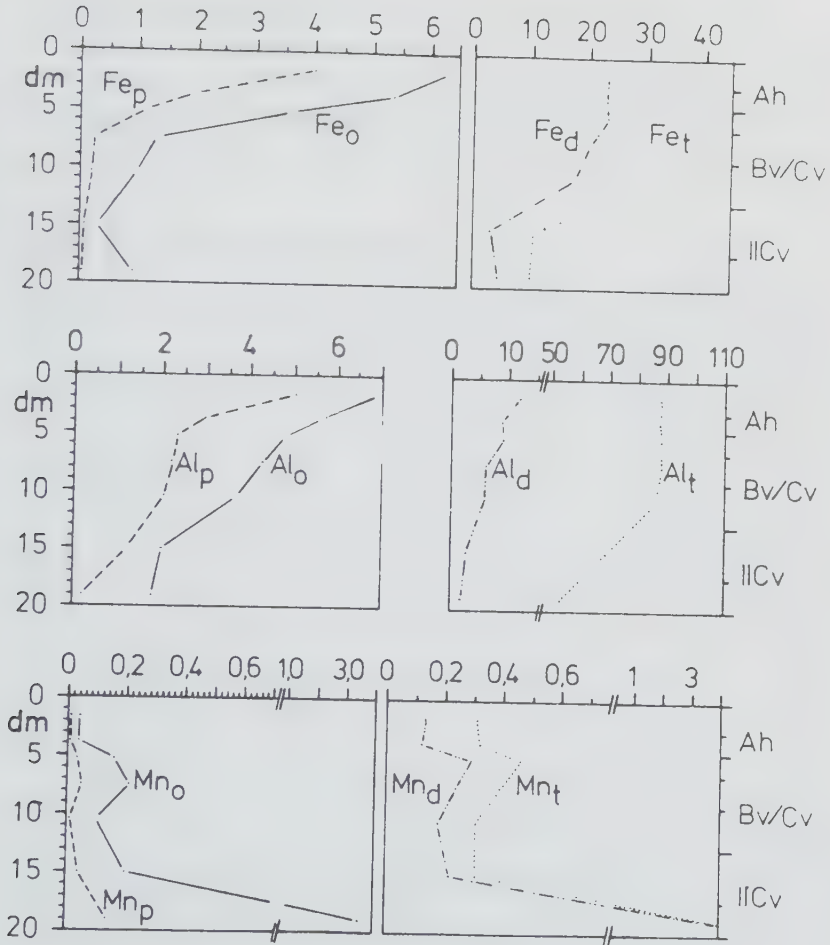
Die Mangangehalte (Mn_t , Mn_d , Mn_o) erreichen ihr Maximum in den Cv-Horizonten. Auch die $\text{Mn}_o:\text{Mn}_d$ -Quotienten sind bei den Cambisolen höher als bei den Böden aller anderen Gruppen, was wiederum den geringeren Verwitterungsgrad dieser Böden bestätigt. Innerhalb der Cambisole führen solche aus arkosehaltigem Material (Profil 7) mehr Mn_o und Mn_p als jene aus reinem Ton.

Die Cambisole haben auch unterschiedliche Aluminiumvorräte, die in den Varianten aus arkosehaltigem Material am niedrigsten sind. Diese unterscheiden sich zudem noch durch einen besonders geringen Al_o -Gehalt im A-Horizont von den anderen Cambisolen. Oxalat- und pyrophosphatlösliches Aluminium ist in den Cambisolen normalerweise in den A-Horizonten am stärksten konzentriert und nimmt mit der Tiefe deutlich ab. Bezüglich des Al_o unterscheiden sich hierin die Cambisole deutlich von den anderen untersuchten Böden.



PROFIL 11 Cambisol

Abb. 21: Tiefenfunktionen der Fraktionen Fe, Al und Mn
(alle Angaben in mg/g T. S.)



PROFIL 7 Cambisol

Abb. 22: Tiefenfunktionen der Fraktionen Fe, Al und Mn
(alle Angaben in mg/g T. S.)

5.2.3 Austauschbare Kationen, Austauschkapazität und Basensättigung

Die Bestimmung der austauschbaren Kationen liefert in Verbindung mit anderen Analysen wichtige Informationen für die Klassifikation von Böden und spielt z. B. im brasilianischen Klassifikationssystem eine wichtige Rolle.

Für die Interpretation der Gehalte an austauschbarem Calcium, Magnesium und Kalium wurden drei Kategorien festgelegt: niedrig, mittel, hoch. Die Grenzwerte sind in der nachfolgenden Tabelle angegeben. Dieses Vorgehen erfolgte in der Absicht, die Darstellung der Resultate zu erläutern und die potentielle Fruchtbarkeit der untersuchten Böden in groben Zügen anzuzeigen:

	niedrig	mittel	hoch
Al^{+++} (mval/100 g)	< 0,75	0,75-2,00	> 2,00
$\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$ (mval/100 g)	< 2,00	2,00-6,00	> 6,00
K^{+} (mval/100 g)	< 0,08	0,08-0,15	> 0,15
C % T.S.	< 0,8	0,8-1,4	> 1,4

Richtwerte für den Gehalt an organischem Kohlenstoff in der Feinerde sind in der Tabelle V im Anhang aufgeführt.

Die Beurteilung der pH-Werte erfolgte nach dem MANUAL BRASILEIRO PARA LEVANTAMENTO CONSERVACIONISTA (MARQUES, 1971), wobei folgende Einteilung getroffen wurde:

Sauer: pH kleiner als 5,5; mäßig sauer: pH zwischen 5,5 und 6,5;
fast neutral: pH größer als 6,5.

Das Attribut "Eutroph" wurde für Böden verwandt mit höherer Basensättigung, d. h. V-Wert größer als 50 % und "Álico" für Böden mit hoher Aluminium-Sättigung der Austauschkapazität im B-Horizont (größer als 50 %), ausgedrückt durch die Formel $100 \cdot \text{Al}^{+++} / (\text{Al}^{+++} + \text{S}) = \text{m-Wert}$.

Die Austauschkapazität (T-Wert) wurde errechnet aus der Summe an austauschbarem Calcium, Magnesium, Kalium, Wasserstoff und Aluminium. Die Basensättigung (V-Wert) und die Austauschkapazität sind in den Abbildungen 23 und 24 dargestellt.

5. 2. 3. 1 Böden mit B-Latosol-Horizont

Die Resultate der Bestimmung der austauschbaren Anteile von Ca + Mg, K, H und Al, zusammengestellt in der Tabelle VI im Anhang, zeigen, daß die Gehalte an Ca + Mg (mval/100 g) extrem niedrig sind, wobei im B-Horizont-Material der Latosole aus Migmatit (Profil 18 und 19) die geringsten Werte aller Latosole ermittelt wurden. Andererseits sind die höchsten Werte in den Latosolen aus Ton zu finden (Profile 3 und 8). Das zeigt, daß die Latosole der höchst gelegenen Flächen des Pediplains im Gebiet von Canguirí auch die höchsten Gehalte an austauschbaren Kationen aufweisen (siehe Tab. VI im Anhang).

Der Gehalt an Kalium ist im allgemeinen gering und konzentriert sich im A-Horizont. Die höchsten Kaliumwerte wurden in den Latosolen aus Migmatit ermittelt.

Die Wasserstoff-Werte sind hoch im Oberboden und reduzieren sich mit der Tiefe in den Latosolen. Austauschbares Al + H liegt in den Latosolen immer im A-Horizont höher als im B-Horizont und immer höher in den Latosolen aus Migmatit-Material. Einige Gruppen typischer Latosole haben wegen ihrer niedrigen Austauschkapazität auch einen relativ niedrigen Gehalt an austauschbarem Aluminium (vgl. BENNEMA, 1962).

Eine Anreicherung an austauschbarem Al in einigen tropischen Böden wurde in Zusammenhang gebracht mit/oder erklärt durch eine Blockierung der Zersetzung von organischem Material in diesen Böden (HARRIS 1963, KAWAGUCHI und KYUME 1959, zit. in MUTATKAR und PRITCHETT 1966).

Die Anwesenheit von austauschbarem Al in den Böden wird durch die Freigabe der octaedrischen Positionen des kristallinen Gitters der Tonminerale infolge des stark sauren Milieus erklärt (KELLER 1964, zit. in LIMA 1974). MUTATKAR und PRITCHETT (1966) zeigten, daß Al die mikrobiologische Aktivität in einigen Böden beeinflussen kann, vorwiegend bei sauren Böden, wie auch schon in anderen Arbeiten festgestellt wurde (BROADBENT u. a. 1964; JACKMAN 1960; KAWAGUCHI und KYUME 1959, zit. in MUTATKAR und PRITCHETT 1966).

Die beiden zuletzt genannten Autoren nehmen an, daß in sauren Böden organisches Material mit hohem Gehalt an Al sich langsamer zersetzt. Die Latosole aus Migmatit-Material zeigen im A-Horizont die höchsten Anteile an austauschbarem Aluminium, dafür aber geringere Gehalte an organischem Material als die Latosole aus Ton.

Alle Latosole weisen eine Sättigung der AK an Aluminium (m-Wert) von höher als 50 % in den A-Horizonten auf, wobei die höchsten Werte in den Latosolen aus Migmatit-Material ermittelt wurden.

Bewertet man die Profile 18 und 19 nach dem Gehalt an austauschbarem Al im B-Horizont, so handelt es sich hier um Böden vom Typ "Latosol Alico".

Die Summe der Basen ist in allen Latosolen als Folge der intensiven Verwitterung dieser Böden meist sehr gering. Allerdings gibt es Unterschiede je nach der Zusammensetzung des Ausgangsmaterials sowie nach der Position in der Landschaft. So sind die Latosole aus Ton auf Pediplainflächen (Profile 3 und 8) reicher an Basen als die "álico"-Latosole (Profile 18 und 19).

Die Austauschkapazität der Latosolböden ist ebenfalls sehr gering und liegt meistens bei Werten unter 9 mval/100 g Boden im B-Horizont, wobei Mindestwerte bis 3,4 mval/100 g festgestellt wurden. Höhere Austauschkapazitäten im A-Horizont sind durch organisches Material verursacht.

Die Werte im B-Horizont sind eine Folge des hohen Kaolinit-Anteils.

5.2.3.2 Böden mit B-textural-Horizont

Die Konzentrationen an austauschbarem Calcium und Magnesium in den Böden mit B-textural-Horizont sind im B-Horizont niedrig, mit Ausnahme des Profils 16, wo höhere Werte als in allen anderen Böden gefunden wurden. In den Böden mit B-textural-Horizont der Region von Umbará findet man im A-Horizont mittlere Gehalte an Calcium und Magnesium. Eine Ausnahme bildet das Profil 21 mit sehr niedrigen Werten (vgl. Abb. 24). Die hohen Gehalte an austauschbarem Calcium und Magnesium im Profil 16 müssen auf den geringeren Entwicklungsgrad gegenüber den Profilen 2 und 10 zurückgeführt werden. Möglicherweise spielen auch Unterschiede innerhalb der Tone eine Rolle. Die Gehalte an austauschbarem Kalium sind in allen Böden mit B-textural-Horizont niedrig. Eine Ausnahme bildet das Profil 15 und der A-Horizont des Profils 17, die höhere Gehalte an Kalium aufweisen. Nur die Profile 15 und 16 zeigen bei relativ hohen pH-Werten, niedrige Werte an austauschbarem Aluminium, während in den übrigen Böden mit B-textural-Horizont diese Werte hoch sind.

Auf der anderen Seite ist auffällig, daß die Böden aus Tonen höhere Gehalte an Aluminium zeigen (z. B. Profile 2 und 10).

Die Beziehungen zwischen dem Al-Gehalt, dem Abbau der organischen Substanz und der mikrobiologischen Aktivität in tropischen Böden wurden am Anfang dieses Abschnittes erwähnt. Die Sättigung mit Al (m-Wert) zeigt ganz deutlich, daß die Profile 15 und 16 die einzigen sind, die keinen Charakter "álico" besitzen, d. h. die Al-Sättigung im B-Horizont ist geringer als 50 %.

Die H-Konzentrationen sind immer hoch im A-Horizont und nehmen mit der Tiefe deutlich ab.

Die Summe der austauschbaren Basen ist im A-Horizont höher als bei Latosolen, wobei man feststellen muß, daß Calcium und Magnesium den Hauptanteil dieser Summe ausmachen.

Die Böden mit B-textural-Horizont aus Ton (Profile 1, 2, 10, 12 und 16) besitzen eine höhere Austauschkapazität im B-Horizont als Böden der gleichen Gruppe, die aus anderem Ausgangsmaterial entstanden. Die niedrigsten T-Werte findet man in den B-Horizonten von Böden aus Migmatiten. Dies ist besonders ausgeprägt im Profil 15, das den höchsten Verwitterungsgrad dieser Bodengruppe aufweist. Die Basensättigung (V %) ist in allen Böden niedrig, mit Ausnahme des Profils 16, das eutrophen Charakter hat.

5.2.3.3 Böden mit B-cambic-Horizont

In den B-Horizonten der Cambisole sind hauptsächlich Tonminerale vom 2:1-Typ vertreten, wie Montmorillonit und Illit; Minerale des Typs 1:1 haben eine untergeordnete Bedeutung (vgl. Kapitel 5.2.5.3).

Übereinstimmend mit der Dominanz der Tonminerale vom Typ 2:1 besitzen die Cambisole auch eine höhere Austauschkapazität im Vergleich zu den anderen Bodengruppen. Die Gehalte an organischer Substanz sind im A-Horizont hoch, wobei eine sprunghafte Abnahme zum B-Horizont hin zu verzeichnen ist.

Die Austauschkapazität (T-Wert) ist bei den Cambisolen aus Ton größer als 35 mval/100 g.

In den Böden aus Arkosen ist in allen Horizonten die Austauschkapazität größer als 15 mval/100 g.

Die Werte der Basensättigung dieser Böden sind in der Abbildung 24 dargestellt. Die Cambisole aus Ton sind gekennzeichnet durch einen höheren Gehalt an Ca und Mg, bereits in den A- und B-Horizonten, während die Kaliumgehalte dieser Horizonte relativ niedrig sind.

Die Basensättigung liegt im A-Horizont bei etwa 10 % und steigt bis auf etwa 50 % im C_v-Horizont an.

Die Cambisole aus Arkosen besitzen in den A- und B-Horizonten geringe

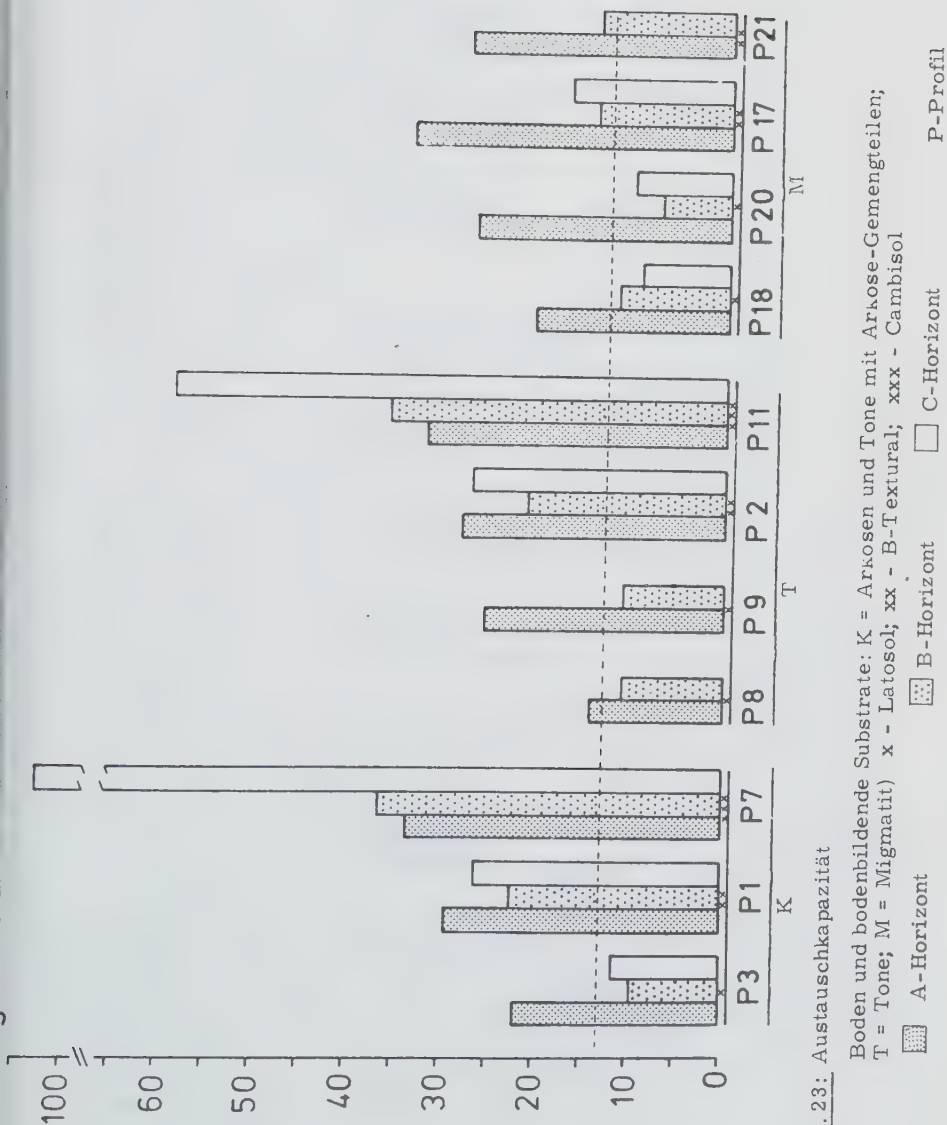


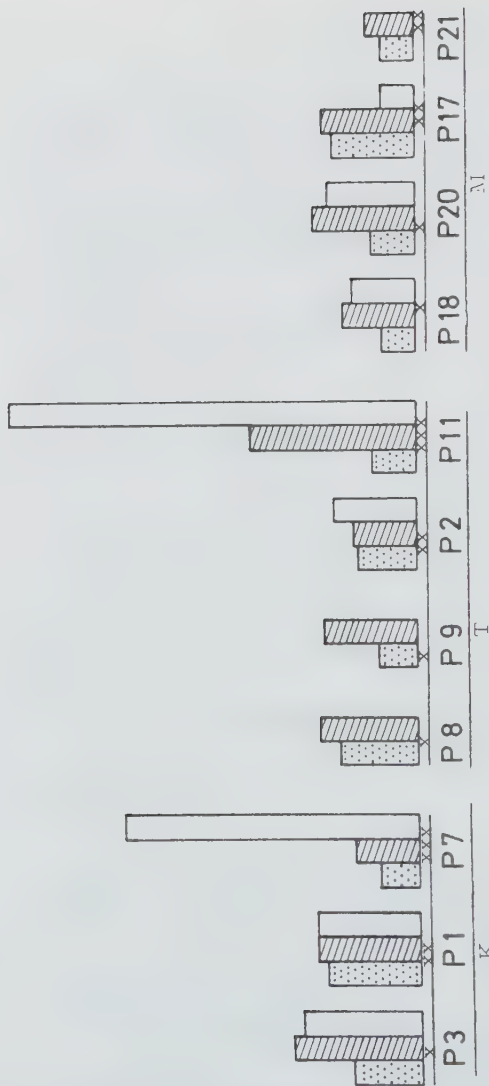
Abb. 23: Austauschkapazität

Boden und bodenbildende Substrate: K = Arkosen und Tone mit Arkose-Gemeingteilen;
 T = Tone; M = Migmatit) x - Latosol; xx - B-Textural; xxx - Cambisol

Legend:
 A-Horizont (stippled)
 B-Horizont (cross-hatched)
 C-Horizont (white)
 P-Profil (dotted)

100
80
60
40
20
0

%



- A-Horizont
 B-Horizont
 C-Horizont

Boden und bodenbildende Substrate - K: Arkosen und Tone mit Arkose-Gemengteilen
 T = Tone; M = Migmatite
 x Laosole
 xx B-Textural
 xxx Cambisole

Vorräte an austauschbarem Ca und Mg bei mittleren Gehalten an K.

Die Gehalte an austauschbarem Aluminium sind in allen Cambisolen hoch. Bereits die Böden aus Ton zeigen in den Horizonten A und B eine relativ hohe Sättigung an Aluminium (m-Wert). Bei den Cambisolen aus Arkosen liegt die Al-Sättigung deutlich über 50 %, d.h. es sind Böden vom Typ "Alico". Entsprechend niedrig ist auch der pH-Wert der Cambisole aus Arkosen, insbesondere im Oberboden.

5.2.4 Schwerminerale

Die Schwerminerale der Sand-Fraktion erwiesen sich bereits bei früheren Untersuchungen als eine gute Informationsquelle in Bezug auf die Genese der Böden (MITCHEL 1975).

Einer der ersten Autoren, die Schwerminerale von Böden trennten und sie unter dem Mikroskop mit polarisiertem Licht studierten, war wahrscheinlich STEINRIEDE (1899, zit. in MITCHEL 1975 und BREWER 1964).

Bestimmte Schwerminerale sind typisch für bekannte Ausgangsmaterialien (WEYL 1952). Schwerminerale sind auch wichtige Hinweise für Muttergesteine der Sedimente (SUGUIO 1973) und können auch oft Schlüsse auf die Herkunft von detritischem Material zulassen (KRUMBEIN und SLOSS 1963; vgl. auch Abschnitt 5.1.1.3).

BLUM und MAUS (1967) sowie BLUM (1968) haben Löß und Böden in Südwestdeutschland anhand der Schwermineralführung charakterisiert. Die Schwerminerale in Zusammenhang mit anderen chemischen Eigenschaften ermöglichten die Trennung zwischen Fern- und Lokallöß (MAUS und STAHR, 1977; vgl. STAHR, 1979). Andererseits stellte LEIBER (1970) fest, daß die Bestimmung von Schwermineralen im Bereich der Übergangszone zwischen zwei Sedimentationsformen nicht deren Unterscheidung ermöglichte.

5.2.4.1 Schwerminerale der Böden mit B-Latosol-Horizont

Eine Gesamtanalyse der Schwerminerale der Latosole ergab drei unterschiedliche Spektren. So zeigt die Gruppe der Latosole, die sich aus Pedis sedimenten aus Migmatitmaterial entwickelten (Profile 18, 19 und 20), ein an Schwermineralen armes Spektrum, in dem die extrem stabilen Minerale wie Zirkon (in geringerem Maße auch Anatas) vorherrschen. Turmalin und Rutil treten nur in ganz geringen Mengen und Monazit nur gelegentlich auf.

Weniger stabile Minerale fehlen praktisch völlig in diesen Latosolen (Profile 18, 19 und 20), obwohl Disthen und Staurolith gelegentlich in Anteilen unter einem Prozent vorkommen können.

Epidot erscheint nur in sehr geringen Anteilen, obwohl in dieser Latosol-Gruppe Epidot nicht selten ist (vgl. Abb. 25). Hornblende tritt auch nur gelegentlich in kleinen Mengen auf. Die aus tonigen Pedis sedimenten entstandenen Latosole entsprechen einer anderen Gruppe mit einem ganz unterschiedlichen Spektrum an Schwermineralen (Profile 5, 8, 9 und 14). Unter den extrem stabilen Mineralen überwiegt normalerweise Zirkon. Gelegentlich erreicht auch Turmalin eine vergleichbar hohe Konzentration. Rutil ist nur mit einem geringen Prozentsatz beteiligt (vgl. Abb. 25), obwohl er in allen Profilen dieser Gruppe vorkommt.

Typisch in diesem Spektrum ist die Anwesenheit von Disthen, der in der vorher beschriebenen Gruppe der Pedis sedimente aus Migmatitmaterial nur sporadisch festgestellt wurde.

Unter den wenig stabilen und extrem instabilen Schwermineralen in den Profilen 5, 8, 9 und 14 erscheinen Epidot und Hornblende nur sehr selten und in ganz geringen Mengen.

Die letzte Bodengruppe mit typischem Schwermineralspektrum sind die Latosole, die sich aus tonigen Pedis sedimenten mit arkosischer Beimengung (Profile 3 und 4) entwickelten. Diese Latosole haben ein Spektrum, in dem vorwiegend extrem stabile Schwerminerale vertreten sind. Vor-

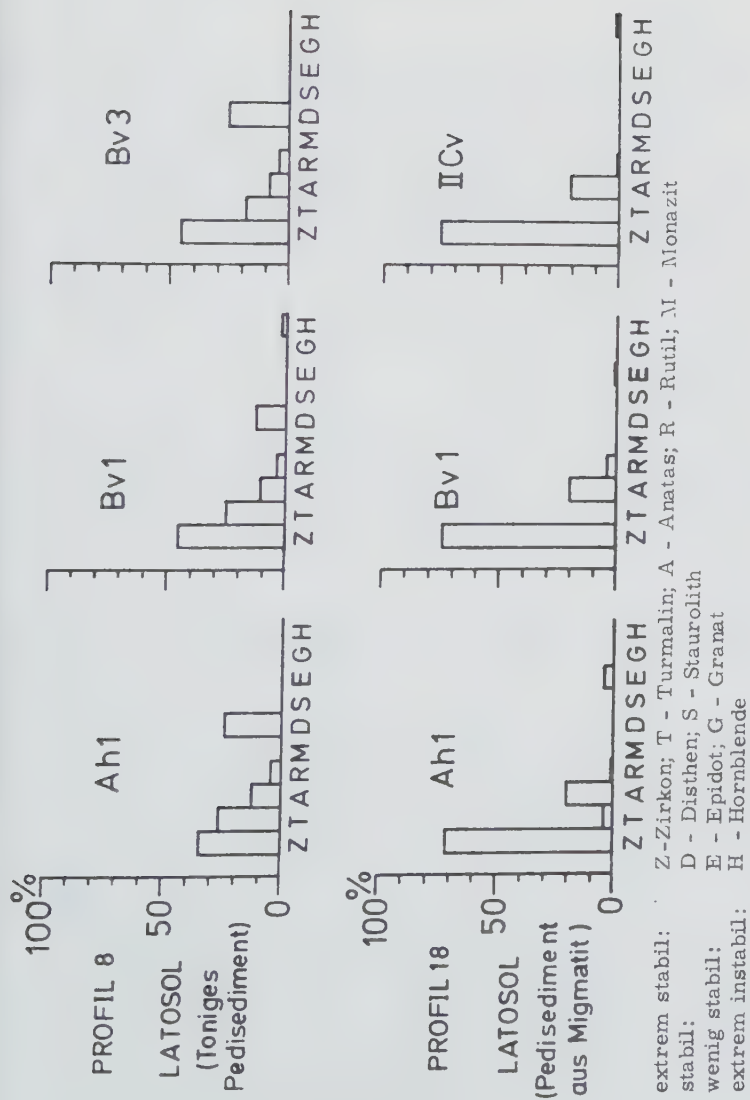


Abb. 25: Schwermineralanteile in den Latosol-Profilen

herrschend ist Zirkon, während Turmalin und Anatas nur in bestimmten Horizonten in geringen Mengen auftreten (Profil 3, Horizont A_h, B_v und Profil 4, Horizont B/C).

Unter den stabilen Mineralen ist Disthen immer in geringer Menge anwesend; Epidot als typisches wenig stabiles Mineral erscheint nur gelegentlich und nur in geringen Mengen. Diese Bestimmung der Schwerminerale ergab im Zusammenhang mit anderen Analysen wichtige Informationen über das Herkunftsmaterial der Latosole und ermöglichte die Erklärung scheinbarer Diskrepanzen in den chemischen Analysen.

Die chemischen Totalanalysen bestätigen eindeutig die hier beschriebenen Unterschiede in den Latosolen der Pediplainflächen der Canguirí- und Umbará-Gebiete sowie der Pedimente.

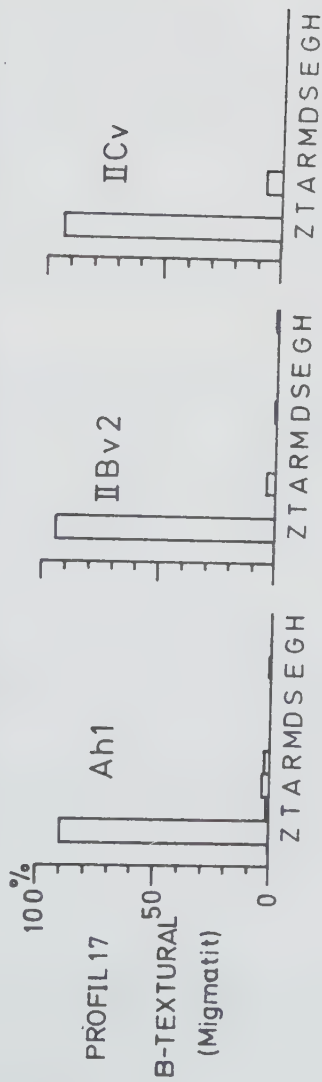
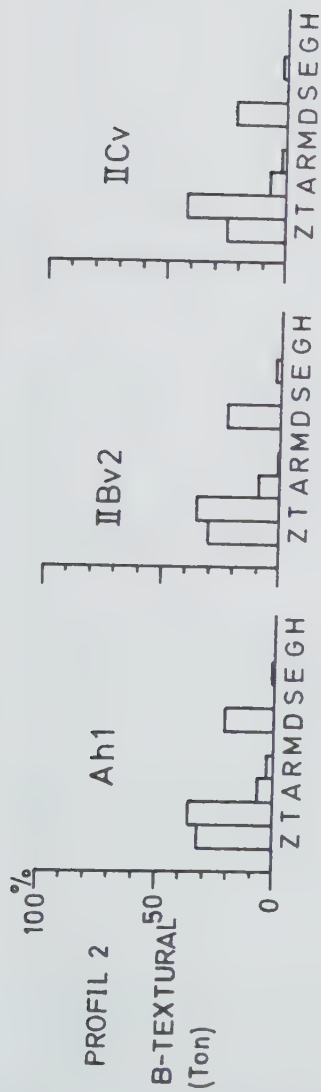
Die Spektren der Latosole sind sehr eng, wobei die extrem stabilen Minerale absolut überwiegen, was eindeutig den hohen Verwitterungsgrad der Böden kennzeichnet.

5.2.4.2 Schwerminerale der Böden mit B-textural-Horizont

Die Gesichtspunkte, unter denen hier die Schwerminerale in Bezug auf die Bildung der Böden mit B-textural-Horizont diskutiert werden, sind dieselben, die für die Latosole angewendet wurden. Die Ergebnisse der Schwermineralanalyse der Böden sind in der Abbildung 26 dargestellt (vgl. Tabelle IV im Anhang).

Der Schwermineralbestand der Böden, die sich aus Tonen entwickelt haben, (Profile 2 und 10 in der Region von Canguirí) ist gekennzeichnet durch ein Überwiegen von sehr stabilen Mineralen, wobei hauptsächlich Zirkon und Turmalin in annähernd gleichen Mengen im Oberboden auftreten.

Im C-Horizont ist ein klares Überwiegen des Turmalins gegenüber dem Zirkon zu verzeichnen; daneben kommen in geringeren Mengen auch Anatas, Titan und Rutil sowie sehr selten Monazit vor.



extrem stabil: Z - Zirkon; T - Turmalin; A - Anatas; R - Rutil; M - Monazit
 stabil: D - Disthen; S - Staurolith
 wenig stabil: E - Epidot; G - Granat
 extrem instabil: H - Hornblende

Abb. 26: Schwermineralanteile in den B-Textural-Profilen

Als Vertreter der stabilen Schwerminerale tritt praktisch nur Disthen auf, der für die Tone von Canguirí typisch ist und der in anderen Gegenden nur sehr selten zu finden ist. Eine andere typische Gruppe von Schwermineralen tritt in den Böden mit B-textural-Horizont auf, die sich aus Migmatiten entwickelt haben. Diese Böden zeigen einen recht typischen Mineralbestand, wie aus der Abb. 28 zu ersehen ist. In diesen Böden ist auffallend, daß die sehr stabilen Schwerminerale 95 % in den B- und C-Horizonten ausmachen. Innerhalb dieser Minerale treten neben Zirkon auch Turmalin, Anatas, Titanit und Rutil in kleinen Mengen auf. Epidot, Disthen und Hornblende kommen gelegentlich vor, aber immer nur in Spuren.

Im Profil 15, das durch eine lithogene Diskontinuität gekennzeichnet ist, wurde in den oberen Horizonten Lawsonit festgestellt, der im B-Horizont in sehr geringen Mengen und im C-Horizont nicht auftritt.

Für diese Bodengruppe mit B-textural-Horizont erlaubte die Schwermineralanalyse eine deutliche Trennung in Böden, die sich aus Migmatiten, Ton und aus Arkosen entwickelt haben.

Darüber hinaus war es möglich, eine sichere Trennung zu vollziehen zwischen den Böden aus rotem Ton von Umbará und den Böden, deren Ausgangsmaterial die grauen und roten Tone von Canguirí bilden. Im Zusammenhang mit den anderen Analysen ermöglichen diese Schwermineralbestimmungen ein besseres Verständnis der Genese dieser Böden sowie der Prozesse der Sedimentation, die zum Ausgangsmaterial dieser Böden geführt haben.

5. 2. 4. 3 Die Schwerminerale der Böden mit B-cambic-Horizont

Die Ergebnisse der Schwermineralanalysen dieser Böden sind in der Abb. 27 und in der Tabelle IV im Anhang dargestellt. Innerhalb der Gruppen der Böden mit B-cambic-Horizont treten deutlich 3 typische Schwermineralkombinationen auf. Die erste Kombination ist typisch für A- und

B-Horizonte der Profile, die sich aus Tonen entwickelt haben (Beispiel Profil 6). Es überwiegen die sehr stabilen Minerale Zirkon und Turmalin zu etwa gleichen Anteilen. Ferner sind in geringen Mengen Rutil und Anatas anwesend.

Von den stabilen Mineralen tritt nur Disthen auf und zwar in Mengen, die oft denen des Zirkons und Turmalins nahe kommen. Das wenig stabile Mineral Epidot tritt nur wenig auf.

Das zweite Schwermineralgemisch, in dem der weniger stabile Epidot vorherrscht, ist charakteristisch für Cambisole aus Ton einschließlich der Tone der Region von Canguirí (Profil 11 und Horizont C des Profils 6, vgl. Darstellung 27).

Man kann feststellen, daß in dieser Bodengruppe die Gehalte an Turmalin und Zirkon etwa gleich, aber sehr niedrig im Vergleich zu den anderen Böden aus Ton sind (vgl. Abb. 28). Die Gegenwart von Epidot, einem wenig stabilen Mineral, ist sehr selten. Hornblende tritt ebenfalls nur gelegentlich in sehr kleinen Mengen auf.

Böden mit B-textural-Horizont, die sich aus Tonen mit Arkose-Einfluß entwickelt haben (Profile 1 und 12), zeigen einen Mineralbestand, der praktisch identisch ist mit dem der Profile 2 und 10. Jedoch ist im Profil 12 Zirkon vorherrschend, wie es für Böden aus Arkosen typisch ist.

Böden aus rotem Ton (Profil 16) in der Region von Umbará zeigen in ihrem Mineralbestand keine Ähnlichkeit mit den Profilen der Region von Canguirí. Dementsprechend ist ein starkes Überwiegen der sehr stabilen Minerale Zirkon und Anatas festzustellen. Turmalin und Rutil fehlen oder treten in sehr kleinen Mengen auf. In den B- und C-Horizonten findet man praktisch nur sehr stabile Minerale. Im A-Horizont treten auch die Minerale Staurolith (stabil) und Epidot (wenig stabil) sowie Hornblende in geringen Mengen auf. Die Unterschiede im Mineralbestand zwischen den roten Tonen von Umbará und dem Ton von Canguirí zeigen sich auch in der chemischen Zusammensetzung, speziell in den Gehalten an Fe, Ca, K, Ti und Mn. Diese deutlichen Unterschiede müssen auf die unterschiedlichen Sedimentationsphasen zurückgeführt werden, in denen

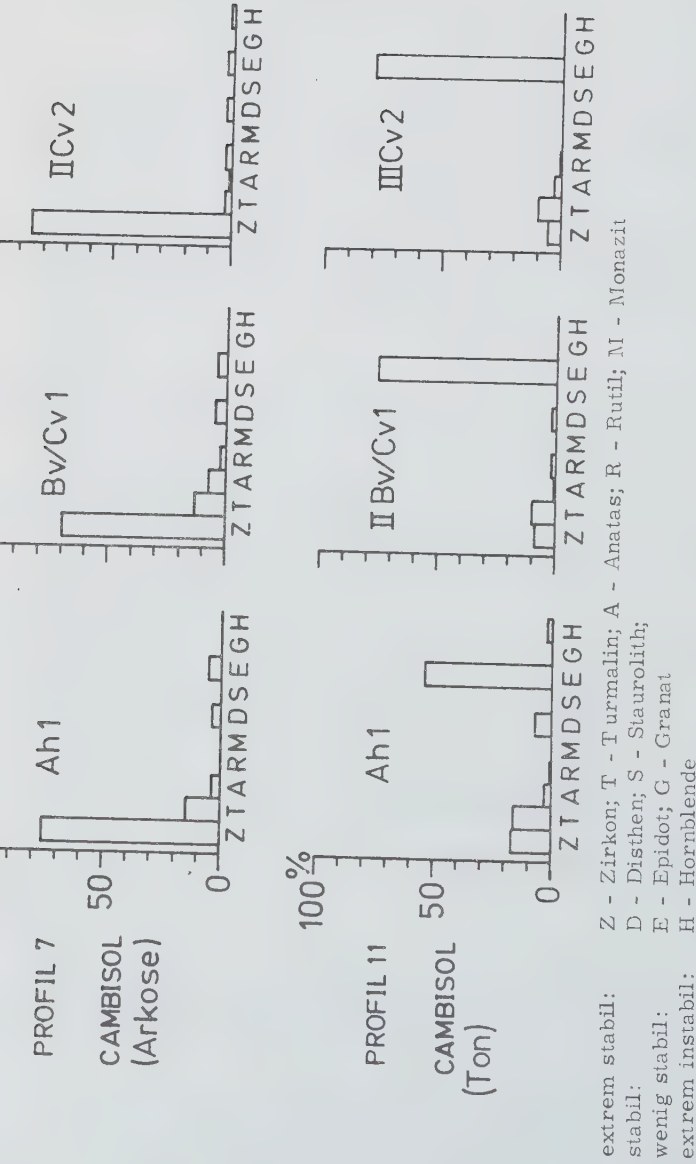
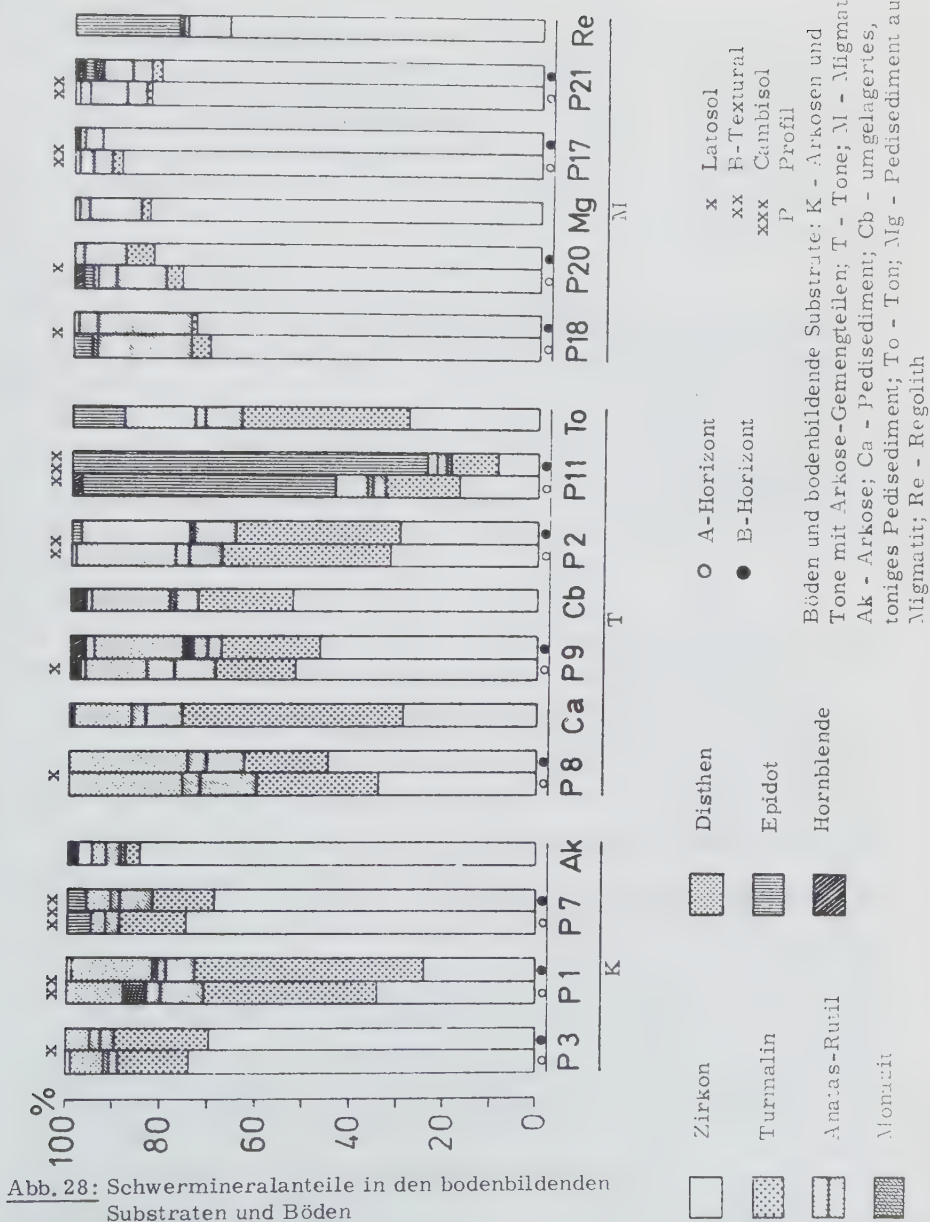


Abb. 27: Schwermineralanteile in den Cambisol-Profilen



Diese Materialien abgelagert wurden. Ebenfalls treten Anatas und Rutil in sehr geringen Mengen auf. Apatit kann man nur im C-Horizont des Profil 6 in geringen Spuren nachweisen. Diese Unterschiede im Schwermineralbestand der Böden, die sich aus den grauen Tonen der "Formation Guabirotuba" entwickelt haben, werden ergänzt durch signifikante Unterschiede in der Bauschanalyse, wobei vor allem die Gehalte an Ca, Mg und K differieren.

Die dritte Schwermineralkombination ist typisch für die Gruppe von Böden, die sich aus Arkosen entwickelt haben (Profil 7). Hier ist Zirkon das dominierende, sehr stabile Mineral, während Anatas und Rutil eine untergeordnete Bedeutung haben.

Die stabilen Minerale sind nur durch Disthen in geringen Mengen und die weniger stabilen durch Epidot in geringen Mengen vertreten. Hornblende tritt gelegentlich in geringen Mengen im C-Horizont auf.

2.5 Tonmineralogie

Die Bestimmung der Tonminerale erfolgte nach den Standardmethoden, die von zahlreichen Autoren beschrieben worden sind (THOREZ 1975; JOINT COMMITTEES ON POWER DIFFRACTIONS STANDARDS 1972; GONZALEZ 1972; BUOL, HOLE und MC CRACKEN 1973; WHITTIG 1965).

Die Analyse der Beugungsdiagramme zeigt die Anwesenheit von Kaolinit, Vermiculit, Illit, Montmorillonit, Gibbsit und von Wechsellagerungsmineralen des Typs Chlorit-Vermiculit.

Kaolinit wurde nachgewiesen durch den Reflex bei $7,1 \text{ \AA}$, der bei der Behandlung der Proben mit Magnesium und mit Magnesium + Glykol erhalten bleibt und der erst bei der Erhitzung der Proben auf 600° C verschwindet. Die Anwesenheit von Kaolinit wurde auch durch einen endothermen Peak bei 560° C bei den DTA-Analysen bestätigt.

Gibbsit wurde in den Röntgenbeugungsdiagrammen durch charakteristische

peaks bei $4,8 \text{ \AA}$ angezeigt und in den Thermogrammen zeigte Gibbsit eine endotherme Reaktion bei 320° C .

Illit zeigt im Röntgenbeugungsmuster einen Basisreflex bei $10 \text{ \AA}$, der bei der Mg- und K-Sättigung konstant bleibt.

Das Auftreten dieses Tonminerals ist hauptsächlich an die Ausgangsmaterialien Ton und Arkose gebunden; gelegentlich tritt Illit auch in Böden auf, die sich aus tonigen Pedisedimenten gebildet haben.

Auf die Anwesenheit von Wechselagerungsmineralen oder Übergangsmineralen des Typs Chlorit-Vermiculit oder Vermiculit-Chlorit lassen in den Röntgendiagrammen Reflexe bei $14 \text{ \AA}$ schließen, die bei Mg-, Mg-Glykol- und K-Behandlung bei 50° C auftraten und die bei Erhitzung auf 400° C bis 600° C in diffuse Reflexe zwischen 10 und $14 \text{ \AA}$ übergingen. Diese Minerale traten in fast allen untersuchten Substraten, auch in den Böden mit höherem Verwitterungsgrad auf.

Montmorillonit ist in den Röntgendiagrammen durch einen Basisreflex von $14 \text{ \AA}$ bei den mit Mg und K behandelten Proben gekennzeichnet, der durch Glykol-Belegung eine Ausweitung auf $18 \text{ \AA}$ erfährt. Montmorillonit ist sehr selten in den untersuchten Böden und tritt nur in den Böden aus Ton auf, die dem Bodentyp Rubrozem oder Cambisol entsprechen.

Vermiculit wurde durch einen Basisreflex bei $14 \text{ \AA}$ identifiziert, und zwar sowohl bei K-Sättigung, als auch bei Mg-Belegung, der durch Erhitzung auf 400° C eine Kontraktion auf einen Basisabstand von etwa $10 \text{ \AA}$ erfährt.

5.2.5.1 Tonmineralogie der Böden mit B-Latosol-Horizont

In der Tabelle 9 werden die Resultate der Röntgenanalysen dargestellt. Die Abb. 29 zeigt ein Röntgendiagramm von Profil 8.

Die Deutung der Röntgendiagramme und Thermoanalysen wird hier auf gleiche Art und Weise, wie in Abschnitt 5.2.5 beschrieben, gehandhabt. Bei den Tonmineralen der Latosole, die sich aus Tonen mit Anteilen von

arkosischem Material (Profile 3 und 4) entwickelten, ist eine Dominanz von Kaolinit erkennbar. Als typisch hierfür ist der Röntgenpeak bei $7,3 \text{ \AA}$ (vgl. Abb. 29) und ein endothermischer DTA-peak bei 560°C anzusehen.

In allen Horizonten der Profile 3 und 4 ist auch Gibbsit anwesend, wenn auch in den tieferen Horizonten des Profils 3 nur in geringer Menge. Illit sowie Wechsellagerungsminerale vom Typ Chlorit-Vermiculit oder Vermiculit-Chlorit wurden ebenfalls gefunden, wenn auch in geringen Mengen. Die Anwesenheit von Wechsellagerungsmineralen dieses Typs in tropischen Böden mit hohem Verwitterungsgrad kann erklärt werden durch die Verengung von wenig verwittertem Material während des Transports bei der Pedimentation. In den Proben, die mit Mg + Glykol (BUOL u. a. 1973) behandelt wurden, konnte ein Tonmineral-Spektrum festgestellt werden, wie es für innertropische Regionen typisch ist; d. h. dominierend Kaolinit, ferner Gibbsit und Chlorit-Vermiculit. Diese Autoren erwähnen auch die Anwesenheit von kleinen Mengen an Glimmer (Illit) im Grobton als Restbestand einer unkompletten Verwitterung von primären Mineralen.

SANTOS FILHO (1977) bestätigt diesen Assoziations-Typ (Kaolinit + Gibbsit + Chlorit-Vermiculit) von Tonmineralen in Latosolen, die sich in Süd-Brasilien aus Granit entwickelten.

Nach JACKSON (1964) in LEPSCH (1975) bilden sich die Wechsellagerungsminerale des Typs Chlorit-Vermiculit in hochverwitterten Böden durch Einlagerung von Eisen- und Aluminiumoxiden in die Zwischenlagen des Vermiculits und Smectits.

LEPSCH (1975) beschreibt ebenfalls eine Kombination von Tonmineralen des Typs Kaolinit + Gibbsit + Chlorit-Vermiculit.

Unter den Latosolen, die sich aus den umgelagerten, tonigen Pedisedimenten entwickelten (Profil 5 und 9), weist Profil 5 eine ähnliche Assoziation von Tonmineralen auf wie die Profile 3 und 4 (Latosole aus Tonen). Im Profil 9 wurde vorwiegend Kaolinit zusammen mit größeren Mengen an Gibbsit und Chlorit-Vermiculit gefunden. Die Profile 8 und 20 weisen den

Tab. 9: Die Tonminerale der untersuchten Latosole

Profil	Horizont	Tiefe (cm)	Tonminerale
3	Ah ₁	0- 20	K ₄ G ₂ C/V _s
3	Bv ₂	63-140	K ₄ G _s I ₁ C/V _s
3	Cv	180-270	K ₄ G _s I ₁ C/V _s
4	Ah ₁	0- 36	K ₄ G ₂ C/V _s
4	Bv ₂	100-185	K ₄ G ₂ I _s C/V _s
4	Bv/Cv	260-330	K ₄ G ₂ I _s C/V ₂
5	Ah ₁	0- 35	K ₃ G ₂ C/V ₃
5	Bv ₂	76-125	K ₄ G ₂ C/V ₂
5	Cv ₂	200-280	K ₄ G ₂ I _s C/V ₂
8	Ah ₂	34- 61	K ₄ G ₂ C/V _s
8	Bv ₃	170-230	K ₄ G ₂ C/V _s
9	Ah ₁	0- 44	K ₃ G ₂ C/V ₄
9	Bv ₂	127-150	K ₂ G ₃ C/V ₄
20	Ah ₁	0- 20	K ₄ G ₂ C/V ₂
20	Bv ₃	172-236	K ₄ G ₂ C/V ₂

K = Kaolinit

4 > 60 %

G = Gibbsit

3 = 30 - 60 %

I = Illit

2 = 10 - 30 %

C/V = Chlorit-Vermiculit

1 < 10 %

s = Spuren

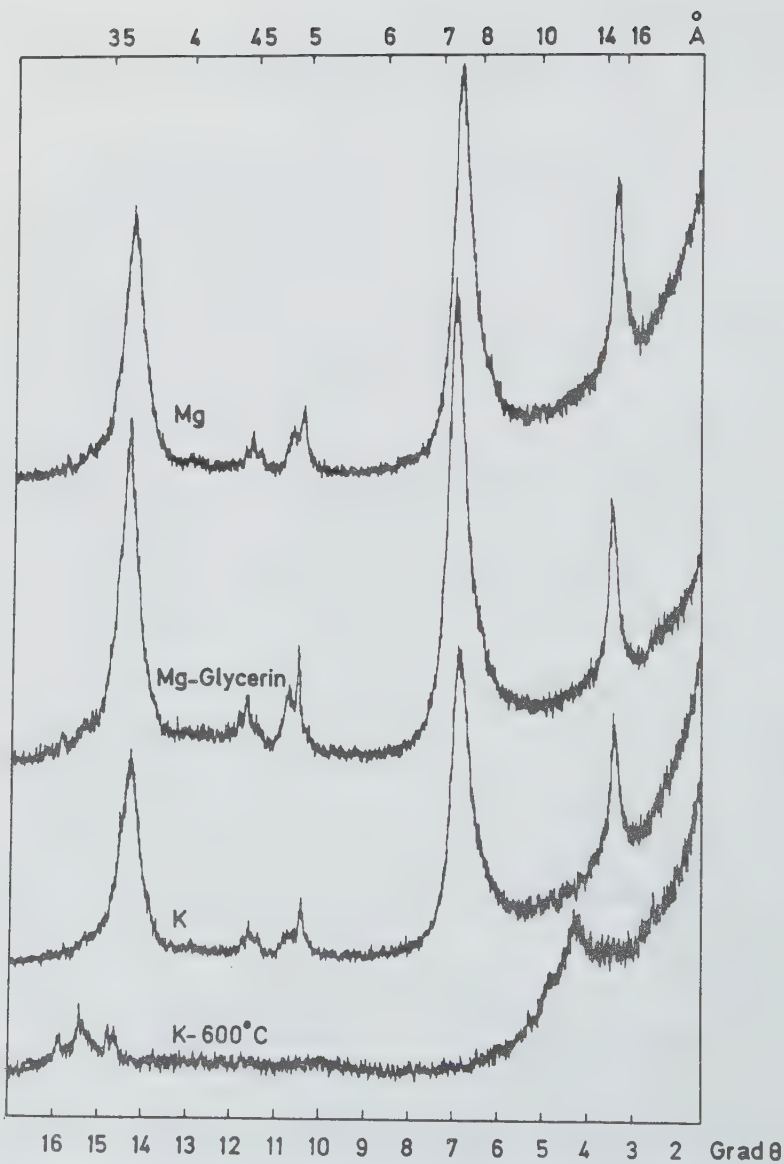


Abb. 29: Profil 8 XRD-Diagramme von Texturpreparaten

gleichen Tonmineralbestand auf, d. h. Kaolinit als Hauptkomponente und untergeordnet Gibbsit und Chlorit-Vermiculit (vgl. Tabelle 9), obwohl sie nach Ausgangsmaterial, Verwitterungsgrad und Reliefposition verschieden sind.

5.2.5.2 Tonminerale der Böden mit B-textural-Horizont

Die Ergebnisse der Röntgenanalysen und der DTA-Analysen sind in der Tabelle 10 dargestellt.

In der Abbildung 30 werden Beugungsdiagramme von Böden mit B-textural-Horizont wiedergegeben. Die Interpretation der Beugungsdiagramme und der Thermogramme erfolgt nach den Gesichtspunkten, die im Kapitel 5.2.5 dargestellt wurden.

Die Böden mit B-textural-Horizont, die aus Ton entstanden, zeigen einen Tonmineralbestand, in dem Kaolinit, Illit, Montmorillonit, Chlorit-Vermiculit und Gibbsit vertreten sind.

In diesen Böden herrschen ebenfalls Tonminerale des Kaolinittyps vor, gefolgt von geringen Mengen an Illit und Montmorillonit. Wechsellagerungsminerale des Typs Chlorit-Vermiculit treten in sehr kleinen Mengen auf.

Gibbsit ist nur im Oberboden in Spuren vertreten. Die charakteristischen peaks dieser Tonminerale sind Abb. 30 zu entnehmen.

Die Böden aus Ton mit Arkose-Einfluß zeigen praktisch denselben Tonmineralbestand wie die Böden, deren Ausgangsmaterial reiner Ton ist. Hier kommt lediglich noch Vermiculit hinzu. Mengenmäßig überwiegt Kaolinit gegenüber Chlorit-Vermiculit und Illit, die jedoch ebenfalls in relativ hohen Anteilen auftreten. Gibbsit ist nicht nur im Oberboden, sondern auch in tieferen Bodenzonen vorhanden.

In den Böden aus Migmatiten herrscht Kaolinit vor, gefolgt von Illit, der aber nur im C-Horizont des Profils 17 auftritt sowie Chlorit-Vermiculit. Gibbsit wurde regelmäßig im Oberboden festgestellt. Mit zunehmender

Tab.10: Die Tonminerale der untersuchten Böden mit B-textural Horizont

Profil	Horizont	Tiefe	Tonminerale
1	Ah ₁	0- 28	K ₄ G ₁ C/V ₂
1	Bv ₂	69- 99	K ₄ G ₁ I ₂ V ₁
1	Cv ₂	148-170	K ₃ I ₃ C/V _s
12	Ah ₁	0- 16	K ₃ G ₂ C/V ₂
12	Bv ₂	47-101	K ₃ G ₂ I ₁ C/V ₂
12	Cv ₂	152-182	K ₃ G ₁ I ₂ C/V ₂
2	Ah ₁	0- 25	K ₃ G ₁ I ₂ C/V _s
2	Bv ₂	46- 68	K ₃ I ₃ C/V _s M ₁
2	Cv	81-120	K ₃ I ₃ C/V _s M ₂
16	Ah ₁	0- 12	K ₄ G ₁ C/V _s
16	Bv	33- 71	K ₄ G _s I ₁
16	Cv	95-137	K ₄ I ₁
17	Ah ₁	0-15	K ₄ G ₁ C/V _s
17	Bv ₂	75-105	K ₄ G _s
17	Cv ₂	189-205	K ₄ I ₂
21	Ah ₁	0- 23	K ₄ G _s C/V _s
21	Bv ₂	80-137	K ₄ G _s C/V _s

K = Kaolinit

4 > 60 %

G = Gibbsit

3 = 30 - 60 %

I = Illit

2 = 10 - 30 %

C/V = Chlorit-Vermiculit

1 = 10 %

V = Vermiculit

s < Spuren

M = Montmorillonit

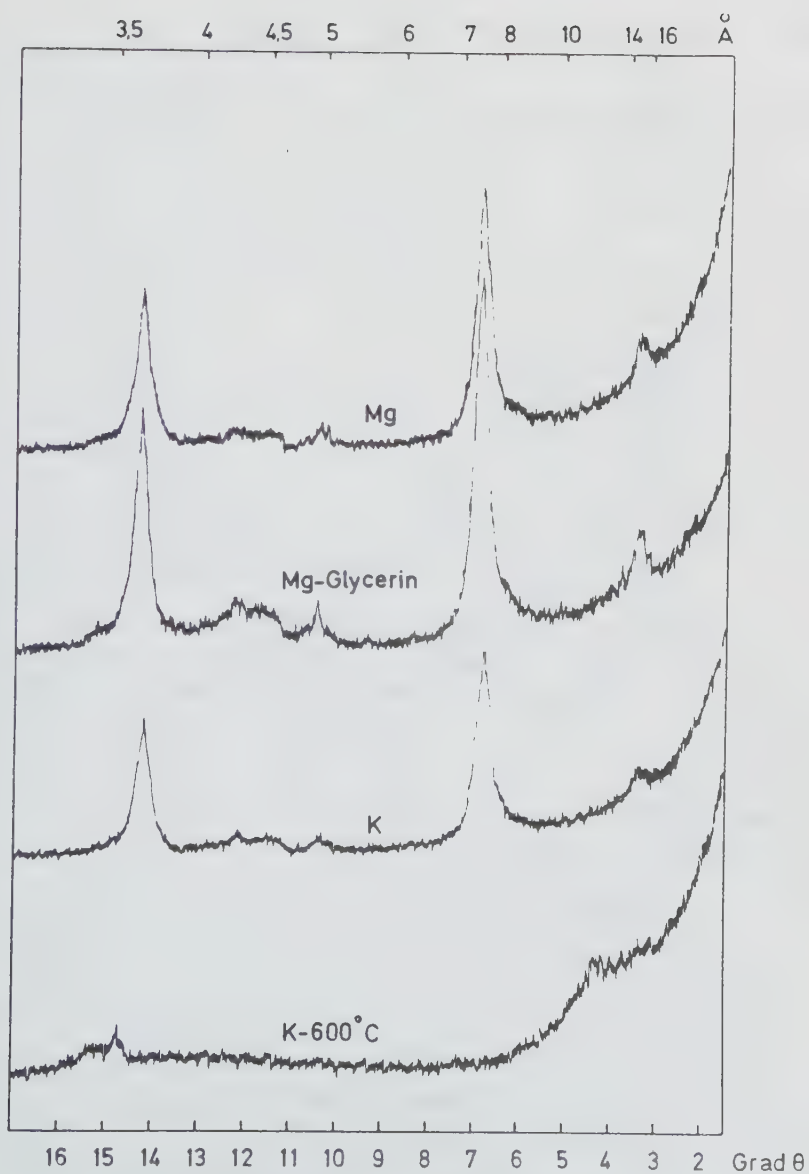


Abb. 30: Profil 17 XRD-Diagramme von Texturpreparaten

Tab. 11: Die Tonminerale der untersuchten Cambisole

Profil	Horizont	Tiefe	Tonminerale
	Ah ₁	0- 17	K ₃ G _s C/V ₂
	Bv/Cv	68- 93	K ₃ I _s C/V ₂ M _s
	Cv ₂	170-200+	K ₂ I ₂ M ₂
	Ah ₁	0- 12	K ₃ G _s C/V ₃
	Bv/Cv ₁	45-57	K ₂ I ₂ M ₂
	Cv ₂	111-137+	K ₂ I ₂ M ₃
	Ah ₁	0- 32	K ₃ G _s C/V ₂
	Bv/Cv ₁	59- 90	K ₂ M ₂
	Cv ₂	180-200+	K ₂ I ₁ M ₃

= Kaolinit	4 > 60 %
= Gibbsit	3 = 30 - 60 %
Illit	2 = 10 - 30 %
= Montmorillonit	1 < 10 %
V = Chlorit-Vermiculit	s = Spuren

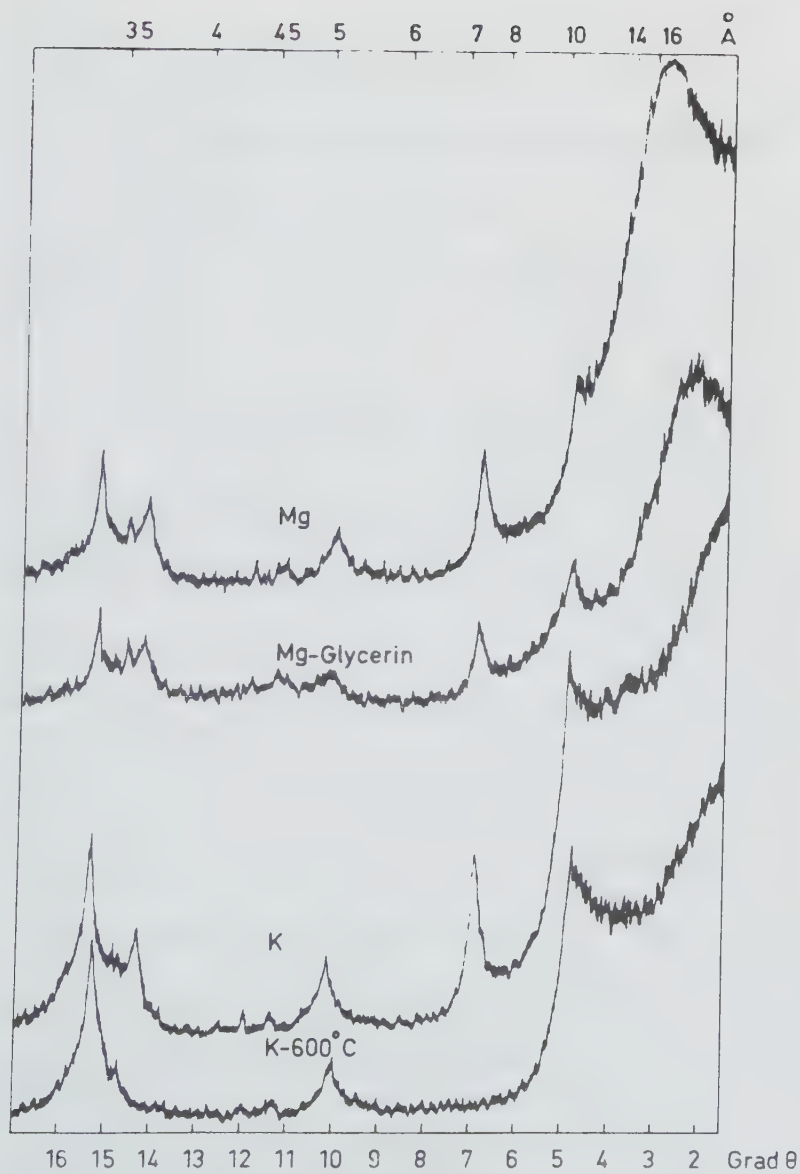


Abb. 31: Profil 11 XRD-Diagramme von Texturpreparaten

Bodentiefe nimmt der Gibbsitegehalt stark ab.

5.2.5.3 Tonminerale der Böden mit B-cambic-Horizont

In der Tabelle 11 sind die Ergebnisse der Interpretation der Röntgenbeugungsmuster und der Thermogramme der Böden mit B-cambic-Horizont dargestellt (vgl. auch Abb. 31).

Die Böden aus Ton enthalten Tonminerale des Kaolinityps in relativ hohen Anteilen neben Mineralen des Typs 2:1 der Illit- und Montmorillonit-Gruppe und den Übergangsmineralen der Gruppe Chlorit-Vermiculit. Gibbsite ist in den Oberbodenhorizonten vorhanden und fehlt in den tieferen Lagen des Profils. Illit und Montmorillonit kommen nur in tieferen Zonen des Profils vor. In den Böden aus Ton nehmen die Minerale des Kaolinityps mit zunehmender Bodentiefe ab, während der Gehalt an Montmorillonit, der im obersten Bodenhorizont vollständig fehlt, zunimmt.

Die Böden aus Arkose zeigen im wesentlichen denselben Tonmineralbestand wie die Böden, die sich aus Ton entwickelt haben, mit dem Unterschied, daß Illit nur im C-Horizont auftritt.

5.2.6 Korngrößenanalyse

Die Resultate der Körnungsanalysen der untersuchten Latosole werden in der Tabelle Va im Anhang wiedergegeben (vgl. auch Abb. 32 und 33).

Die Klassifizierung erfolgte nach der Einteilung der Sociedade Brasileira de Ciência do Solo (MANUAL DE METODOS DE TRABALHO DE CAMPO, 1967), siehe Abschnitt 5.1.1.5.

Um eine bessere Deutung der Korngrößenverteilung in einem Profil zu ermöglichen, wurde das sogenannte Texturverhältnis B/A verwendet (Mittelwert der Tongehalte der B-Horizonte, geteilt durch den Mittelwert der Tongehalte der A-Horizonte, vgl. DIVISÃO DE PESQUISA PEDOLÓGICA).

CA, 1973).

"Stone lines" wurden ebenfalls als Hinweis auf lithologische Diskontinuitäten gewertet (MONIZ, 1972). Lithologische Diskontinuitäten werden auch angezeigt durch plötzliche Veränderungen im Anteil der Sandfraktion oder abrupte Änderungen in den Prozentsätzen von Ton oder Schluff in den verschiedenen Horizonten (BUOL u. a., 1973).

Zur Feststellung von lithologischen Diskontinuitäten wurde auch das Verhältnis Grobsand : Feinsand (ag : af) verwendet (vgl. LIMA, 1974).

5.2.6.1 Korngrößenverteilung der Böden mit B-Latosol-Horizont

Nach den Ergebnissen der Körnungsanalysen sind die Latosole in die textuelle Klasse "Ton" oder "schwerer Ton" einzureihen, mit Ausnahme des unteren Teils des Profils 19, wo die Textur "lehmig-tonig" ist. Es wurde auch festgestellt, daß die tiefgründigeren Latosole, die sich aus Ton entwickelten (Profile 3, 4, 8 und 14) und in Pediplainflächen erhalten blieben, eine uniformere Körnung aufweisen als die der umgelagerten, tonigen Pedisedimente (Profile 5 und 9) oder die Latosole aus Migmatiten (Profile 18 und 19). Die Verhältnisse ag : af über 1, wie sie im Profil 3 und teilweise auch im Profil 4 auftreten, stehen im Zusammenhang mit der Anwesenheit eines typischen Schwermineralspektrums sowie einer vom Normalfall abweichenden chemischen Zusammensetzung des Verwitterungsmaterials (vgl. Kapitel 5.2.1 und 5.2.4).

Diese Latosole entwickelten sich aus Tonen mit arkosischem Material. Das führt zu typischen Eigenschaften, die sich auch in der Körnung ausprägen. So haben die Latosole aus Ton (Profil 8 und 14) ohne arkosischen Einfluß (hierzu gehört auch der obere Teil des Profils 4) eine ag : af-Relation immer kleiner als 1 und unterscheiden sich damit von den Latosolen mit Horizonten mit Arkosegemengteilen, in denen das Verhältnis immer über 1 liegt.

Lithologische Diskontinuitäten sind sehr häufig in den untersuchten Latoso-

len und treten praktisch in allen Profilen auf, mit Ausnahme vom Profil 8, wo sie anscheinend nicht existieren.

In den meisten Fällen sind die Diskontinuitäten eine Folge unterschiedlicher Sedimentations-Erosions-Phasen, in denen das Material zwar meist von den gleichen Ausgangsquellen kam, aber zu verschiedenen Zeiten abgelagert wurde.

Es gibt andere Fälle, in denen die Sedimente geprägt wurden von Material aus unterschiedlichen Quellen, z. B. bei Profil 3 und teilweise bei Profil 4, die auch arkosisches Material enthalten. Die Diskontinuitäten können in den Profilen vielfach auch durch "stone lines" nachgewiesen werden, wie z. B. in den Profilen 5 und 9. In diesen Fällen besteht hinsichtlich der Mehrschichtigkeit kein Zweifel (MONIZ, 1972).

In Fällen, wo Tone fehlen, können die mineralogische Zusammensetzung der Tonfraktion oder die Verteilung der Schwerminerale (MONIZ, 1972) Hinweise auf eine Diskontinuität geben.

Das Verhältnis B/A schwankt in allen Latosolen zwischen den Werten 1,01 und 1,16.

Die granulometrischen Unterschiede zwischen den Ausgangsmaterialien der Latosole, wie Tone oder Mitmatite, sind sehr groß (vgl. Kapitel 5.1.1.5).

5.2.6.2 Korngrößenverteilung der Böden mit B-textural-Horizont

Die Ergebnisse der Korngrößenanalyse der Böden mit B-textural-Horizont sind in der Tabelle Va im Anhang wiedergegeben.

Die Böden, die sich aus Ton mit Arkose-Beimengung entwickelt haben (Profile 1 und 12), zeigen im allgemeinen die Körnung eines schwach-lehmigen Sandes, wobei allerdings bei Profil 12 ein mit der Tiefe zunehmender Tongehalt festzustellen ist. Der Quotient aus den Tongehalten der B-Horizonte und den Tongehalten der A-Horizonte (B/A) variiert

zwischen 0,95 und 1,31. Dies weist auf eine leichte Tonanreicherung im B-Horizont in diesen Böden hin, die deutlich beim Profil 12 ausgeprägt ist. Die Beziehung von Grobsand zu Feinsand im C_{v2} des Profils 1 zeigt eine deutliche Diskontinuität zwischen den Horizonten mit Arkose-Beimengungen und dem tonigen Substrat.

Die Böden aus Ton zeigen eine Körnung der Klasse Ton oder schwerer Ton mit entsprechendem B/A-Quotienten, wobei im Horizont B des Profils 16 die höchsten Tongehalte auftreten.

Die Böden aus Migmatiten (Profile 15, 17 und 21) zeigen einen sehr niedrigen Quotienten (B/A). Hier ist demnach die Anreicherung von Ton im B-Horizont nur sehr undeutlich ausgeprägt.

Die Körnungsklasse der A- und B-Horizonte dieser Böden variiert zwischen Ton und schwerem Ton oder, was allerdings weniger häufig auftritt, schluffigem Ton. Im Profil 15 zeigen die Quotienten Grobsand : Feinsand eine Diskontinuität zwischen den Horizonten A_{h3} und B_{v2} an, die übereinstimmt mit den Resultaten der Schwermineralanalyse.

Lithologische Diskontinuitäten manifestieren sich auch in den $gs : fs$ -Quotienten bei den Profilen 17 und 21. Im Profil 21 zeigt sich eine klare Trennung zwischen einer jüngeren Bodenbildung (Horizont B_{v3}) und einer älteren Bodenbildung (Horizont IIA_h).

In der Region von Umbará treten sehr häufig solche Diskontinuitäten auf, wobei ältere Bodenbildungen daran beteiligt sind.

5.2.6.3 Korngrößenverteilung der Böden mit B-cambic-Horizont

Die Ergebnisse der Korngrößenanalysen der Cambisole werden in der Darstellung Va im Anhang wiedergegeben.

Die Cambisole aus Ton zeigen einen Quotienten $gs : fs$ kleiner als 1, mit Ausnahme des Horizonts $BvCv$ im Profil 11, der einen Quotienten $gs : fs$ von 1,78 aufweist. Dieser Befund stimmt überein mit einem abrupten

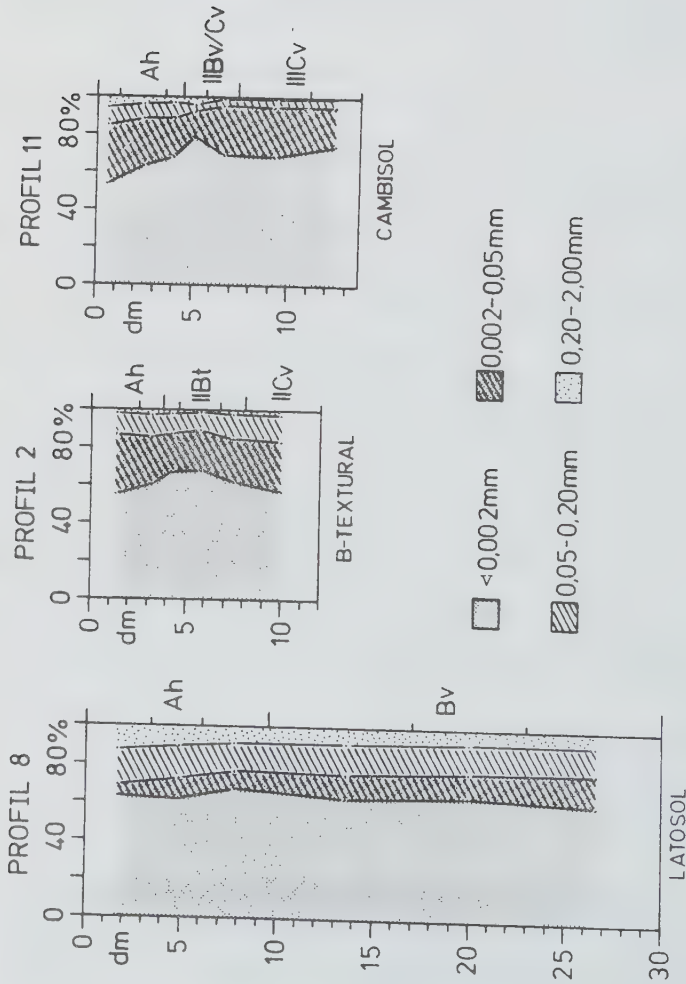
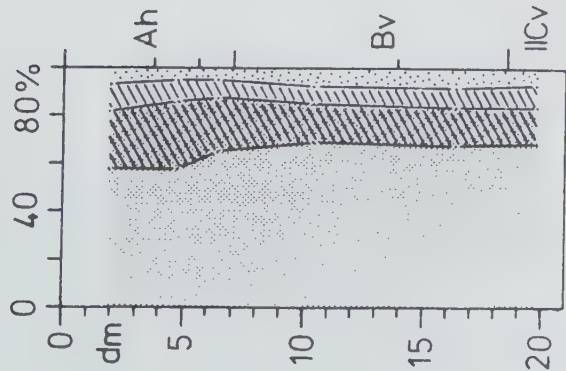


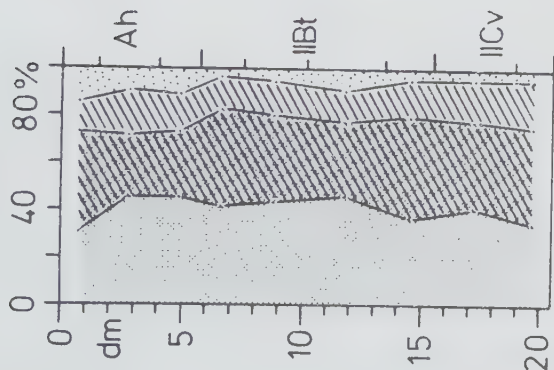
Abb. 32: Körnung des Feinbodens

PROFIL 18



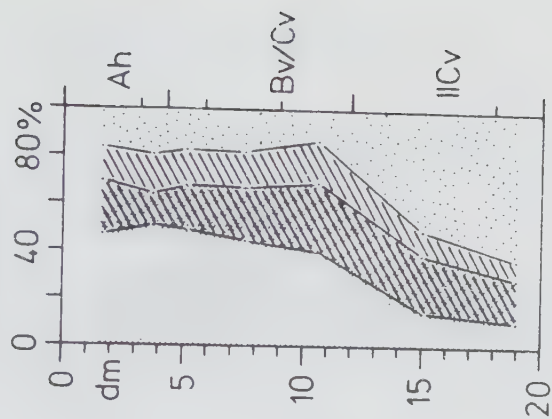
LATOSOL

PROFIL 17



B-TEXTURAL

PROFIL 7



CAMBISOL

□ < 0,002 mm

▨ 0,002-0,05 mm

▩ 0,05-0,20 mm

◻ 0,20-2,00 mm

Abb. 33: Körnung des Feinbodens

gang zum darüberliegenden Horizont. Die Böden aus Arkosen zeigen
Gegensatz dazu immer einen Grobsand:Feinsand-Quotienten größer als
wobei Werte bis 7,22 erreicht werden.

größere B/A-Quotient im Profil 11 deutet hauptsächlich lithologische
Unstetigkeiten an und weniger eine Tonanreicherung im B-Horizont.

brupte Zunahme des Sandgehaltes im Horizont C_{v1} des Profils 6 und
des Profils 7 erklärt sich aus dem vorgegebenen relativ hohen Tonge-
halt des Kolluvialmaterials im Oberboden. Mit Ausnahme des Arkose-
materials in den Horizonten C_{v2} und C_{v3} des Profils 7, die eine sandige
Textur aufweisen, besitzen die übrigen Cambisole eine Körnung der
fein Ton bis schwerer Ton oder sind, weniger häufig, lehmig-tonig.

Lage der Profile im Gelände und morphologische Charakterisierung der Böden

Die charakteristische Aspekte der untersuchten Böden sind in der
Tabelle 12 a-b zusammengefaßt, die einen Überblick über die Profilstand-
ort, Höhe, Ausgangsmaterial, Hangneigung) und die systematische
Anordnung der Profile gibt. Die Lage der Profile im Gelände geht aus
Abb. 2a-b hervor. Die Profilbeschreibungen erfolgten nach den Richt-
linien der MANUAL DE MÉTODOS DE TRABALHO DE CAMPO (1967)
sowie nach denen des MANUAL DE LEVANTAMIENTO DE SUELOS (1965)
von ANZANI (1969).

Die Abgrenzung von Horizonten in den untersuchten Profilen geschah nach
morphologischen Geländebefunden, wobei in einigen Fällen die end-
gültige Abgrenzung der Horizonte aufgrund der laboranalytischen Erhebun-
gen erfolgte.

Für die Farbbestimmung wurde die Farbtabelle von MUNSELL (MUNSELL
COLOR CHARTS, 1954) verwendet (Proben geländefeucht).

5.2.7.1 Morphologische Charakterisierung der Böden mit B-Latosol-Horizont

Die morphologischen Charakteristiken der Latosole im Untersuchungsgebiet zeigen eine relativ hohe Homogenität, obwohl in einigen Fällen Böden aufgefunden wurden, die Übergangsstadien zu anderen Bodenklassen darstellen.

Die Latosole sind sehr tiefgründige Böden und haben eine Horizontfolge A-B-C mit normalerweise sehr undeutlichen Horizontgrenzen (vgl. COMISSÃO DE SOLOS, 1960).

Der A-Horizont ist reich an organischer Substanz (im allgemeinen mehr als 2 % Humus). Seine Mächtigkeit schwankt zwischen 0,4 und 1,0 m. Die Farbe wechselt und hängt vom Humusgehalt ab, obwohl Farbhelligkeit und Farbtiefe immer unter 4 (MUNSELL) liegen.

Die Textur entspricht meistens der Klasse Ton. Die Struktur ist im Allgemeinen subpolyedrisch, kann aber auch krümelig sein, und die Größe der Aggregate wechselt zwischen klein und mittel, wobei die Stabilität der Aggregate im allgemeinen mäßig gut ist. Die Porosität ist normalerweise sehr hoch in diesen Horizonten. In feuchtem Zustand ist der Boden meist locker, gelegentlich aber auch fest. Bei höherem Wassergehalt wird die Konsistenz zähplastisch bis plastisch. Der Übergang zwischen dem A- und B-Horizont ist unscharf. Die chemischen und morphologischen Eigenschaften der untersuchten Latosole ermöglichen ihre systematische Einordnung in die Gruppe der Latosole mit Horizont "A-Proeminente"; das entspricht dem "Umbric epipedon" der 7th Approximation der US-Klassifikation. Die Profile 19 und 9 haben einen mehr als 1 m mächtigen A-Horizont und werden deshalb in der brasilianischen Klassifikation noch einmal getrennt als Latosole mit Horizont "A-Humico" ausgewiesen.

Die B-Horizonte mit Latosolcharakter besitzen normalerweise eine Mächtigkeit zwischen 1 und 3 m. In feuchtem Zustand sind sie locker, nehmen aber bei Wassersättigung eine plastische bis zähplastische Konsistenz an.

ch der MUNSELL-Tafel besitzen diese Horizonte einen Farbton von 5 YR, z. T. auch mit höherem Rotanteil. Die Farbhelligkeit liegt bei 4, Farbtiefe zwischen 3 und 8. Die Horizonte sind sehr porös und besitzen eine fein-subpolyedrische Struktur, die nicht sehr stark ausgeprägt

den Latosolen der tiefergelegenen Pedimente von Canguirí treten Discontinuitäten auf, die durch sog. "stone-lines" in 65 cm Tiefe (Profil 5) w. 1,90 m Tiefe (Profil 9) markiert werden. Im Profil 9 zeigt der Horizont unterhalb der "stone-line" einen ähnlich hohen Verwitterungsgrad wie die darüber liegenden Bv2 und Bv3-Horizonte. Die Kiese haben einen Durchmesser von 2 cm und mehr und sind kantengerundet.

2.7.2 Morphologische Charakterisierung der Profile mit B-textural-Horizont

Die Profilmorphologie der Böden mit B-textural-Horizont ist im Vergleich den Latosolen wesentlich vielgestaltiger. Die B-Horizonte dieser Böden kann man klassifizieren entweder als B-textural (COMISSÃO DE SOLOS, 1960) oder "argillic horizon" (SOIL SURVEY STAFF, 1960, 1967). Ihre Mächtigkeit beträgt im Durchschnitt 80 cm bis 200 cm. Meist liegt eine ausgeprägte A-B-C-Horizontierung vor, wobei der B-Horizont Tonbeläge den Aggregatoberflächen aufweist.

Böden aus Ton (Profile 2, 10 und 16). Die A-Horizonte dieser Böden enthalten mehr als 2 % organische Substanz, sind sehr porös und gut durchlüftet. Die A-Horizonte haben den Farbton 5 YR, wobei entsprechend dem Gehalt an organischer Substanz die Farbhelligkeit zwischen 2, 5 und 8 und die Farbtiefe zwischen 1 und 4 variiert.

Im B-Horizont findet man meistens Farbtöne, die intensiver rot sind als 5 YR, mit einer Farbhelligkeit, die zwischen 3 und 5 und einer Farbtiefe, die zwischen 3 und 8 liegt. Der untere Teil des B-Horizonts ist normalerweise gefleckt. Der A-Horizont ist krümelig bis subpolyedrisch mit

Aggregatgrößen zwischen sehr klein und mittel. Die Aggregierung ist meist mäßig bis gut ausgeprägt. Im B-Horizont liegt eine subpolyedrische bis polyedrische Struktur vor; die Aggregatgröße ist sehr wechselnd, der Ausprägungsgrad der Aggregierung ist mäßig bis stark. Die Aggregate zeigen an den Oberflächen Tonbeläge. Das Bodengefüge des Oberbodens ist locker, gelegentlich auch dichter und in feuchtem Zustand wird es plastisch bis klebrig. Im B-Horizont ist das Gefüge im allgemeinen dicht, die Plastizität in feuchtem Zustand unterschiedlich hoch.

Die Anwesenheit von "stone lines" bei 0,38 m Tiefe in Profil 2 und 0,50 m in Profil 10 markieren eine lithogene Diskontinuität in diesen Böden. Im Profil 16 ist zwischen den Horizonten A und B eine scharfe Grenzzone zu verzeichnen mit einem Grobsand : Feinsand-Quotienten, der sehr stark diesen Übergang ausdrückt. Hier liegt natürlich auch eine lithogene Diskontinuität vor. Nach den morphologischen und chemischen Charakteristiken dieser Böden kann man nach der brasilianischen Klassifikation den A-Horizont des Profils 16 als "A-Chernozemico" (Mollic epipedon) und den A-Horizont der Profile 2 und 10 als Horizont "A-Proeminente" (umbric epipedon) bezeichnen. Die Körnung dieser Böden variiert zwischen Ton und schwerem Ton (mehr als 60 % Ton), wobei ein leichtes Tonmaximum im B-Horizont zu verzeichnen ist.

Böden aus Tonen mit Arkose-Beimengung (Profile 1 und 12) enthalten im A-Horizont meist mehr als 1,8 % organische Substanz, sind porös und gut durchlüftet. Die Farbwerte der A-Horizonte liegen entsprechend dem Gehalt an organischer Substanz zwischen 7,5 YR und 5 YR, die Farbhelligkeit beträgt normalerweise 3, die Farbtiefe liegt zwischen 2 und 3. Im B-Horizont findet man eine Farbtonung vor, die meist roter ist als 10 YR mit einer Farbhelligkeit von 4 und Farbtiefen zwischen 6 und 8. Diese Böden sind oft im unteren Teil des B-Horizonts und im C-Horizont gefleckt.

Die Körnungsanalyse ergab für die A-Horizonte die Bodenart lehmig-sandiger Ton (Franco Arenoso Argiloso). Im B-Horizont variiert sie von Ton bis lehmig-sandiger Ton.

Diese Böden unterscheiden sich also hinsichtlich der Bodenart des A-Horizontes deutlich von den Böden, die sich aus Tonen ohne Arkose-Beimengung entwickelt haben.

Die Struktur in den A- und B-Horizonten ist subpolyedrisch mit mäßigem Ausprägungsgrad. Die Aggregate sind im allgemeinen klein im A-Horizont und mittel bis groß im B-Horizont. Die Tonbeläge sind im Vergleich zu den Böden, die sich aus Tonengebilden haben, nicht sehr stark ausgeprägt. Der Oberboden ist locker und wird in feuchtem Zustand plastisch bis leicht klebrig. Im B-Horizont sind diese Böden dichter gelagert. Sie werden in feuchtem Zustand plastisch bis leicht klebrig, seltener klebrig. Im Profil 1 kommen zwei "stone lines" vor, die erste in 0,69 m Tiefe und die zweite in 1,48 m Tiefe. Auch in Profil 12 tritt eine feine "stone line" in 0,32 m Tiefe auf, wobei diese einen abrupten Übergang zum B-Horizont anzeigt. Die Anwesenheit solcher "stone lines" verdeutlicht den polygenetischen Charakter dieser Profile. Nach der brasilianischen Klassifikation besitzen diese Profile nach den chemischen und morphologischen Merkmalen einen Horizont "A-Proeminente" (Umbric epipedon).

Böden mit B-textural-Horizont aus Migmatitmaterial (Profile 15, 17 und 21).

Die Körnung im A-Horizont dieser Böden kann der Klasse Ton zugeordnet werden, seltener lehmiger Ton (Franco Argiloso). Der B-Horizont entspricht nach der Kornzusammensetzung im allgemeinen ebenfalls der Klasse Ton, seltener schluffiger Ton oder lehmiger Ton. Die lithogenen Diskontinuitäten in diesen Böden sind erkennbar entweder wieder an "stone lines" oder an fossilen Horizonten, die von Kolluvien überdeckt sind, aus denen sich dann die rezenten Böden gebildet haben. Dies ist z. B. der Fall im Profil 21. Die Mächtigkeit des A-Horizontes ist immer größer als 0,50 m. Der Gehalt an organischer Substanz liegt über 2 %. Die Farbe des A-Horizontes besitzt eine Tönung von 5 YR mit einer Farbhelligkeit zwischen 2,5 und 3 und Farbtiefen zwischen 2 und 4. Die Farbtönung im B-Horizont schwankt sehr stark, oft treten Werte von 2,5 YR und 5 YR auf. Die Farbhelligkeit liegt zwischen 3 und 6 und die Farbtiefe zwischen 2 und 8.

Im A-Horizont herrscht eine krümelige bis subpolyedrische Struktur vor, mit sehr kleinen bis kleinen Aggregaten und einem schwachen bis mäßigen Ausprägungsgrad. Die Struktur des B-Horizontes ist subpolyedrisch und mäßig bis stark entwickelt. Der Oberboden ist locker und in feuchtem Zustand plastisch bis leicht klebrig. Im B-Horizont sind die Böden dichter und in feuchtem Zustand leicht plastisch oder plastisch. Tonbeläge sind nur sehr schwach ausgeprägt.

5.2.7.3 Morphologische Charakterisierung der Böden mit B-cambic-Horizont

Diese Böden sind gekennzeichnet durch einen Entwicklungsgrad, in dem noch leicht verwitterbare Primär-Mineralen erhalten sind, in dem aber keine signifikanten Anreicherungen von Eisenoxiden, Humus und Ton auftreten, die es erlauben würden, diese Böden als Böden mit B-textural-Horizont oder B-La tosol-Horizont zu klassifizieren (vgl. Kap. 5, Abs. 5.2.8.3). Die Böden mit B-cambic-Horizont besitzen die höchste Kationenaustauschkapazität von allen untersuchten Böden. Diese Eigenschaft kann auf die höheren Gehalte an Dreischicht-Tonmineralen zurückgeführt werden. Diese Böden haben eine Horizontierung A-(B)-C und ihre Entwicklungstiefe kann etwa 1 m erreichen.

Die Cambisole aus Tonen der Guabirrotuba-Formation besitzen eine gleichmäßige Körnung im Profil. Nach der Bodenart sind es in der Regel Tone, die A-Horizonte gelegentlich lehmige Tone (Franco Argiloso). Der Humusgehalt ist in den A-Horizonten oft hoch und beträgt im Profil 11 z. B. 11 %. Die Cambisole sind porös und gut durchlüftet. Die Farbtönung des A-Horizontes ist sehr unterschiedlich. Die Farbhelligkeit schwankt zwischen 2, 5 und 4, die Farbtiefe liegt zwischen 1 und 3. Im B-Horizont ist die Farbtönung normalerweise 5 YR, mit Farbhelligkeiten zwischen 4 und 6 und Farbtiefen zwischen 3 und 6. Der C-Horizont ist oft gefleckt.

Der A-Horizont hat eine subpolyedrische Struktur, wobei die Aggregate

von unterschiedlicher Größe sind. Der B-Horizont besitzt eine polyedrische bis subpolyedrische Struktur mit kleinen Aggregaten von mittlerem Ausprägungsgrad. Es gibt keine profilmorphologischen Hinweise auf eine aktuell ablaufende Tonverlagerung. Der A-Horizont ist locker und der B-Horizont zeigt meist eine festere Konsistenz. In feuchtem Zustand sind die Oberböden leicht plastisch bis leicht klebrig und die Unterböden meist plastisch bis klebrig. Das Auftreten von "stone lines" zeigt abrupte Diskordanzen im Profilaufbau an.

Die Böden aus Arkosen zeigen eine gleichmäßige Körnung der Klasse Ton bis zum Horizont Cv1. Dann wechselt die Textur abrupt zur Klasse lehmiger Sand (Franco arenoso) in den darunter liegenden Horizonten.

Die Böden haben bis zu 7 % organische Substanz im Oberboden, wobei eine rasche Abnahme mit der Tiefe festzustellen ist. Die Farbwerte sind sehr unterschiedlich und hängen im A-Horizont vom Gehalt an organischer Substanz ab. Im B-Horizont treten Farbtönungen von 10 YR und 7,5 YR am häufigsten auf. Die Farbhelligkeit variiert zwischen 4 und 5 und die Farbtiefe zwischen 3 und 4. Die C-Horizonte zeigen unterschiedliche Farben.

Die Struktur im A-Horizont ist subpolyedrisch mit kleinen bis mittleren Aggregaten von mäßiger Ausprägung. Im B-Horizont ist die Struktur ebenfalls subpolyedrisch mit kleinen bis mittleren Aggregaten. Im A-Horizont sind diese Böden locker und im feuchten Zustand plastisch bis leicht klebrig oder klebrig. Die Konsistenz des B-Horizontes ist dichter und in feuchtem Zustand wird sie leicht plastisch bis klebrig.

Tab. 12a: Lage der Profile im Gebiet von Canguiri

Profil Nr.	Material	Ort Höhe ü. NN	Neigung	Bodentyp
1	Ton mit Arkose- Gemeingteilen	Est. Exp. U. F. Pr. 928 m	3 %	B-Textural (Ultisol)
2	Ton	Est. Exp. U. F. Pr. 925 m	12 %	B-Textural (Ultisol)
3	Toniges Pedisedi- ment mit Arkose- Gemeingteilen	Est. Exp. U. F. Pr. 930 m	3 %	Latosol (Oxisol)
4	Toniges Pedisedi- ment mit Arkose- Gemeingteilen	Est. Exp. U. F. Per. 942 m	5 %	Latosol (Oxisol)
5	Umgelagertes toni- ges Pedisediment	Est. Exp. U. F. Pr. 905 m	1 %	Latosol (Oxisol)
6	Ton	Est. Exp. U. F. Pr. 920 m	16 %	Cambisol (Inceptisol)
7	Arkose	Est. Exp. U. F. Pr. 915 m	16 %	Cambisol (Inceptisol)
8	Toniges Pedisedi- ment	Posto Charrua 940 m	5 %	Latosol (Oxisol)
9	Umgelagertes toni- ges Pedisediment	Posto Charrua 905 m	4 %	Latosol (Oxisol)
10	Ton	Jardim Menino Deus 930 m	11 %	B-Textural (Ultisol)
11	Ton	Jardim Menino Deus 923 m	18 %	Cambisol (Inceptisol)
12	Ton mit Arkose- Gemeingteilen	Posto Charrua 928 m	21 %	B-Textural (Ultisol)
13	Alluvium	Posto Charrua 895 m	1 %	hydromorphe Böden (Inceptisol)
14	Toniges Pedisedi- ment	Posto Charrua 943 m	4 %	Latosol (Oxisol)

Tab. 12b: Lage der Profile im Gebiet von Umbará

Profil Nr.	Material	Ort Höhe ü. N. N.	Neigung	Bodentyp
15	Migmatit	Igreja Umbará 915 m	5 %	B-Textural (Ultisol)
16	Lila Ton	Igreja/Rio Iguaçu 904 m	5 %	B-Textural (Mollisol)
17	Migmatit	Rio Iguaçu 890 m	10 %	B-Textural (Ultisol)
18	Pedisediment aus Migmatitmaterial	Capuçú 910 m	4 %	Latosol (Oxisol)
19	Pediment aus Migmatitmaterial	Capuçú 910 m	6 %	Latosol (Oxisol)
20	Pedisediment aus Migmatitmaterial	Estrada paralela à BR 116 920 m	5 %	Latosol (Oxisol)
21	Migmatit	Igreja/Rio Iguaçu 915 m	5 %	B-Textural (Ultisol)

5.2.8 Systematische Einordnung der Böden

Bei den meisten Bodenkartierungen Brasiliens, wurde die US-Bodenklassifizierung benutzt (BALDWIN, KELLOG und THORP, 1938 geändert von THORP und SCHMIT 1949, zitiert in OLIVEIRA, 1972b und LEPSCH, 1972).

Seit einigen Jahren wird vom CENTRO DE PESQUISAS PEDOLÓGICAS DO MINISTERIO DA AGRICULTURA ein System der Böden Brasiliens entwickelt. Es unterscheidet folgende Ordnungen:

Böden mit Horizont B-latosólico; Böden mit Horizont B-textural; Böden mit Horizont B-câmbico; hydromorphe Böden und sehr wenig entwickelte Böden (vgl. CENTRO DE PESQUISAS PEDOLÓGICAS, 1974; IGUE, MUZILLE und IKIRBI, 1976; EQUIPE DE PEDOLOGIA E FERTILIDADE DO SOLO, 1970; DIVISÃO DE PESQUISA PEDOLÓGICA, 1971; CAMARGO UND BENNEMA, 1966; BENNEMA, 1962; BENNEMA und CAMARGO in BUOL et al. 1973). Die Einteilung der nicht-hydromorphen Böden erfolgt also auf dem Niveau der Ordnungen nach dem Vorkommen, Typ oder Entwicklungsgrad des B-Horizontes.

Die Böden einer Ordnung lassen sich unterteilen in Unterordnungen und Bodentypen nach folgenden Kriterien: Austauschkapazität der Tonfraktion; Basensättigung; Sättigung mit austauschbarem Aluminium; Ausprägung des A-Horizonts, Körnung. Bei wenig entwickelten Böden wird das Ausgangsmaterial zur Einteilung herangezogen.

Zur Bezeichnung von Übergangsformen verwendet man die Begriffe latosólico, podzólico, câmbico, lítico, vértico und abruptico. Letzterer zeigt einen abrupten Wechsel in der Körnung zwischen A- und B-Horizont an. Schließlich wurde noch der Ausdruck "raso" geprägt, der die Böden charakterisiert, die einen geringer mächtigen B-Horizont haben, als dies normalerweise der Fall ist.

Die Böden können bei Bedarf noch weiter unterteilt werden nach Unterschieden in der Ertragsfähigkeit ("Soil Phase", vgl. MANUAL DE LEVANTAMIENTO DE SUELOS, 1965; - Übersetzung des SOIL SURVEY MANUAL, U.S. Dept. Agriculture).

5.2.8.1 Böden mit B-textural-Horizont

In dieser Klasse sind vereinigt alle nicht-hydromorphen Böden mit einem B-textural-Horizont, gemäß der systematischen Kriterien der COMISSAO DE SOLOS (1960), oder Böden, die einen argillic horizon aufweisen, entsprechend der Gliederungsvorschrift des SOIL SURVEY STAFF (1960; 1967). Die Böden dieser Klasse werden weiter unterteilt in Böden mit hoher bzw. niedriger Austauschkapazität des Tons.

Böden mit B-textural-Horizont und hoher Austauschkapazität des Tons

Diese Sub-Klasse umfaßt nicht-hydromorphe Böden mit einer Kationenaustauschkapazität des Tons von über 24 mval/100 g Ton. Dabei wird der Beitrag der organischen Substanz zur Austauschkapazität nicht berücksichtigt. Das Limit von 24 mval/100 g Ton ist ein Richtwert, der nicht streng eingehalten werden muß (CENTRO DE PESQUISAS PEDOLÓGICAS, 1974; LIMA, 1974).

Von den untersuchten Böden gehören dazu jene, die sich aus Tonen und arkosehaltigem Material der Guabirotuba-Formation entwickelten. Sie sind durch die Profile 1, 2, 10, 12 und 16 repräsentiert. Die Profile 1, 2, 10 und 12 wurden systematisch eingeordnet als Böden der Rubrozem-Gruppe und das Profil 16 als Boden vom Typ "podzólico vermelho amarelo" (red and yellow podzolic soil) klassifiziert. Hinsichtlich ihrer systematischen Stellung sind diese "Gruppen" mit den Bodentypen der deutschen Systematik vergleichbar.

Die Rubrozeme sind gekennzeichnet durch einen Textur-B-Horizont, hohe Austauschkapazität, niedrige Basensättigung, hohe Aluminiumsättigung der KAK und einen A-Horizont vom Typ "Proeminente" (umbric epipedon). Die "podzólico vermelho amarelo"-Böden besitzen ebenfalls einen Textur-B-Horizont und eine hohe Austauschkapazität. Sie unterscheiden sich jedoch von den Rubrozemen, abgesehen von der Farbe des B-Horizontes, durch eine hohe Basensättigung, eine niedrige Aluminiumsättigung der KAK und einen A-Horizont des Typs "Chernozemico" (mollic epipedon).

Nach den Kriterien der DIVISÃO DE PESQUISA PEDOLÓGICA (1973) lassen sich die untersuchten Profile folgenden Untergruppen, bzw. Subtypen zuordnen:

- a) Rubrozem podzólico mit A-Horizont "Proeminente" (umbric epipedon) mit mittlerer Textur (Profil 1);
- b) Rubrozem podzólico mit A-Horizont "Proeminente" mit toniger Textur (Profile 2, 10 und 12);
- c) Podzólico vermelho amarelo eutrophico-câmbico mit A-Horizont "Chernozemico" (mollic epipedon) mit toniger Textur (Profil 16).

Böden mit B-textural Horizont und niedriger Austauschkapazität des Tons

Zu dieser Klasse gehören nicht-hydromorphe Böden mit einer Austauschkapazität des Tons von weniger als 24 mval/100 g Ton. In diese Kategorie sind einzuordnen die Profile 15, 17 und 21. Es handelt sich um Böden der Typen-Gruppe "Podzólico vermelho amarelo". Die Profile 15, 17 und 21 lassen sich folgenden Untergruppen (Subtypen) zuordnen:

- a) Podzólico Vermelho Amarelo "distrófico-latosólico" mit A-Horizont "Proeminente" mit toniger Textur (Profil 15)
- b) Podzólico Vermelho Amarelo "álico-latosólico" mit A-Horizont "Proeminente" mit toniger Textur (Profil 17)
- c) Podzólico Vermelho Amarelo "álico" mit A-Horizont "Proeminente" mit toniger Textur (Profil 21).

5.2.8.2 Böden mit B-Latosol-Horizont

Diese Klasse umfaßt Böden (nicht-hydromorph), die einen B-Latosol-Horizont aufweisen, entsprechend den Kriterien der COMISSÃO DE SOLOS (1960) oder Böden mit einem oxic-Horizont, entsprechend der Einteilung des SOIL SURVEY STAFF (1960, 1967); vgl. auch BENNEMA und CAMARGO (1964), zit. in BUOL et al. (1973).

Die Latosole des Untersuchungsgebietes gehören zur Klasse der Latosole mit einer Austauschkapazität von mehr als 6,5 mval/100 g Ton und einer Basensättigung von weniger als 50 % im B-Horizont. Innerhalb dieser Klasse wird nach den Typen-Gruppen "Latosol Vermelho Escuro" und "Latosol Vermelho Amarelo" unterschieden. Diese beiden Typen-Gruppen unterscheiden sich vornehmlich in der Farbe und in den Eigenschaften des Ausgangsmaterials.

Die Typengruppen bzw. Typen können wiederum in Untergruppen bzw. Subtypen unterteilt werden, denen die untersuchten Profile wie folgt zuzuordnen sind:

- a) Latosol Vermelho Escuro "álíco" mit A-Horizont "Proeminente" mit toniger Textur (Profile 3 und 14);
- b) Latosol Vermelho Escuro "distrófico" mit A-Horizont "Proeminente" mit toniger Textur (Profile 8 und 4);
- c) Latosol Vermelho Escuro "distrófico-câmbico" mit A-Horizont "Humico" (umbric epipedon, tiefer als 1 m) mit toniger Textur (Profil 9);
- d) Latosol Vermelho Escuro "distrófico-câmbico" mit A-Horizont "Proeminente" mit toniger Textur (Profil 5);
- e) Latosol Vermelho Amarelo "álíco" mit A-Horizont "Proeminente" mit toniger Textur (Profil 18);
- f) Latosol Vermelho Amarelo "álíco-raso" mit A-Horizont "Humico" und toniger Textur (Profil 19);
- g) Latosol Vermelho Amarelo "distrófico-câmbico" mit A-Horizont "Proeminente" (Profil 20).

5.2.8.3 Böden mit B-cambic-Horizont

Böden, die nach den Kriterien des SOIL SURVEY STAFF (1960, 1967) einen B-cambic-Horizont besitzen, sind in einer eigenen Klasse zusammengefaßt. Sie haben eine mittlere Entwicklungsstufe, die leicht verwitterbaren Minerale sind noch nicht vollständig zersetzt. In diese Klasse sind

die Profile 6, 7 und 11 einzuordnen, die sich aus Tonen und Arkosen der Guabirota-Formation entwickelten. Typenmäßig handelt es sich um Cambisole, die im Untersuchungsgebiet wiederum zwei Untergruppen bzw. Subtypen bilden:

- a) Cambisol "álico" mit A-Horizont "Proeminente" mit toniger Textur aus arkosischen Ausgangsmaterialien (Profil 7);
- b) Cambisol "álico" mit A-Horizont "Proeminente" mit toniger Textur aus Tonen (Profile 6 und 11).

Tab. 13: Klassifikation der Böden

Brasilianische Klassifikation	"7th Approximation (Soil Taxonomy) (1960-1967)	FAO/UNESCO (1974)
LATOSOL		
P ₃ L. V. E. a. A proem.	Haplohumox	Rhodic Ferralsol
P ₁₄ L. V. E. a. A proem.	Sombrihumox	Rhodic Ferralsol
P ₄ L. V. E. d. A proem.	Sombrihumox	Rhodic Ferralsol
P ₈ L. V. E. d. A proem.	Sombrihumox	Rhodic Ferralsol
P ₉ L. V. E. d. c. A húmico	Haplohumox	Humic Ferralsol
P ₅ L. V. E. d. c. A proem.	Sombrihumox	Rhodic Ferralsol
P ₁₈ L. V. A. a. A prome.	Haplohumox	Orthic Ferralsol
P ₁₉ L. V. A. a. r. A húmico	Haplohumox	Humic Ferralsol
P ₂₀ L. V. A. d. c. A proem.	Haplohumox	Orthic Ferralsol
B-TEXTURAL		
P ₁ Rb p. A proem.	Palehumult/ Haplohumult	Humic Acrisol
P ₂ Rb p. A proem.	Palehumult/ Haplohumult	Humic Acrisol
P ₁₀ Rb p. A proem.	Palehumult/ Haplohumult	Humic Acrisol
P ₁₂ Rb p. A proem.	Palehumult/ Haplohumult	Humic Acrisol
P ₁₆ P. V. A. eq. E. c. A chernoz.	Argiudolls	Luvic Phaeozem
P ₁₅ P. V. A. d. l. A proem.	Palehumult	Humic Nitosol
P ₁₇ P. V. A. a. l. A proem.	Palehumult	Humic Nitosol
P ₂₁ P. V. A. a. l. A proem.	Palehumult	Humic Nitosol
CAMBISOL		
P ₇ C. a. A proem.	Haplumbrept	Humic Cambisol
P ₆ C. a. A proem.	Haplumbrept	Humic Cambisol
P ₁₁ C. a. A proem.	Haplumbrept	Humic Cambisol

Erklärung der Abkürzungen s. Seite 180 im Anhang.

6. ZUSAMMENFASSUNG

Die vorliegende Arbeit verfolgt zwei Hauptziele:

- a) morphologische und analytische Charakterisierung von Böden auf verschiedenen Ausgangsmaterialien zur Darstellung ihrer Genese, ihres Verwitterungszustandes sowie zu ihrer systematischen Einordnung;
- b) Untersuchung der Beziehungen zwischen geomorphologischen Einheiten, hauptsächlich den Pediplains und Pedimenten, und dem Vorkommen bzw. der Verbreitung verschiedener Bodengruppen.

Diese genannten Beziehungen wurden in zwei Gebieten des Sedimentbeckens von Curitiba (Paraná - Brasilien) untersucht.

Zur bodenkundlichen Charakterisierung der Untersuchungsgebiete wurden aus verschiedenen Bodengruppen 21 repräsentative Profile ausgewählt, die einen unterschiedlichen Entwicklungsgrad aufweisen und in unterschiedlichen topographischen Situationen lokalisiert sind.

Neben den Bodenproben wurden auch Gesteinsproben der Formation Guabirotuba gewonnen, die für die verschiedenen geomorphologischen Einheiten die typischen Ausgangsmaterialien darstellen.

Die Boden- und Gesteinsproben wurden chemisch, physikalisch und mineralogisch untersucht, darüber hinaus wurden die Böden durch Profilbeschreibungen nach den Richtlinien des Sistema Brasileiro de Classificação de Solos morphologisch charakterisiert.

Zur Analyse des Bodenmaterials wurden folgende Methoden angewandt: Gesamtaufschluß (HF/HClO_4); pedogene Oxide (Fe, Al und Mn) durch Extraktion mit Dithionit-Citrat, Ammonium-Oxalat und Natrium-Pyrophosphat; austauschbare Kationen (Ca, Mg und Al mit KCl und H-Al mit Calcium-Acetat); Tonminerale (Röntgenbeugung und Differentialthermoanalyse); Schwerminerale (Bestimmung in der Fraktion 0,2 - 0,05 mm durch Flotation mit Tetrabromäthan und Bromoform, Identifizierung und Auszählung unter Polarisationsmikroskop); Korngrößenverteilung (Tonbestimmung durch die Pipettmethode, Sand durch Naßsiebung und Schluff als

Differenz).

Die topographische Situation bzw. die geomorphologischen Einheiten wurden charakterisiert durch eine Beschreibung der Eigenschaften der Gesteinskomponenten und der wesentlichen geomorphologischen Komponenten, z. B. Pediplains, Pedimente und Erosionsflächen an den Abhängen. Diese geomorphologischen Einheiten wurden voneinander abgegrenzt durch eine Kombination unterschiedlicher Kriterien, die aus Luftbilddauswertungen aus dem Feldbegang und aus den Analysenergebnissen des Ausgangsmaterials abgeleitet wurden.

Ergänzend dazu wurden topographische Karten und geologische Karten ausgewertet. Die typischen geomorphologischen Einheiten des Untersuchungsgebiets werden gebildet aus alten Pediplains.

6.1 Geomorphologische Einheiten und Bodenbildung

Die Bedeutung der geomorphologischen Einheiten für die Untersuchung der Böden wurde in zahlreichen Arbeiten hervorgehoben, wobei häufig die Notwendigkeit einer integrierten Untersuchung beider Aspekte betont wird, da beide Forschungszweige in vielen Aspekten gemeinsame Wurzeln haben.

Die Untersuchung der Wechselbeziehung zwischen Morphogenese und Pedogenese kann mit dazu beitragen, kleinmaßstäbliche Bodenkartierungen bei der Verwendung von Luftbildern in ihrer Aussagekraft abzusichern. Dieser Gesichtspunkt hat insofern für Brasilien eine besondere Bedeutung, als in verschiedenen Regionen des Landes Bodenübersichtskartierungen mit unterschiedlicher Intensität durchgeführt wurden, und daß zur optimalen Ausschöpfung der Nutzungsmöglichkeiten solcher Gebiete dringend eine kleinmaßstäbliche Bodenkartierung erforderlich wäre.

Das Untersuchungsgebiet, d. h. die Umgebung von Curitiba, ist Teil des ersten Hochplateaus von Paraná, in dem sich mehrere ältere Erosionsniveaus nachweisen lassen, die meist als Pediplain-Flächen ausgebildet sind (Pd2, Pd1). Die orographisch am niedrigsten gelegene (und jüngste)

Pediplainfläche Pd1 ist die sog. Curitiba-Fläche. Im Bereich dieser Pedi-plainfläche und der ihr zuzuordnenden Pedimentflächen bzw. Erosionsniveaus wurden die vorgestellten Untersuchungen durchgeführt.

Die Entstehung der Erosions- und Ablagerungsflächen in der Region von Curitiba müssen auf das Wechselspiel zweier hauptsächlich quartärzeitlicher morphogenetischer Prozesse zurückgeführt werden. In semiariden Klimaphasen (Glazial) war die Morphogenese gekennzeichnet durch mechanische Umlagerungsprozesse, die eine topographische Verebnung verursachten. In wärmeren, humiden Klimaphasen (Interglazial) herrschten starke chemische Verwitterung und Grabenerosion vor, die eine erosionsgeprägte Gliederung der Landoberfläche verursachten (BIGARELLA und SALAMUNI, 1959, 1962).

Ein anderer Faktor, der die Oberflächengestaltung der Region beeinflusst hat, sind tektonische Brüche in den Gesteinsabfolgen dieser Region (MARINI, 1967). Der mehrmalige Wechsel des Klimas und der morphogenetischen Prozesse bewirkte eine erosiv bedingte Absenkung und Gliederung der ehemaligen Pediplains, insbesondere des Pd1-Pediplains, der heute nur noch als residuale Pediplainfläche am Landschaftsaufbau beteiligt ist.

Nach der Erosion und dem Abtransport der Sedimente des Pd1-Pediplains unter feuchtem Klima entwickelten sich zwei pedimentäre Flächen (P2 und P1) in einem tiefer liegenden Erosionsniveau des alten Pd1-Pediplains. Die Bildung dieses Pediments vollzog sich in verschiedenen semiariden klimatischen Phasen. Dabei ist die P2-Pedimentfläche in der Anlage etwas älter und auch höher gelegen. Sie erreicht teilweise das Niveau des Pd1-Pediplains und kann deshalb im Gelände mit diesem verwechselt werden. Das Pedisedimentmateril des P2-Pediments ist korrelierbar mit demjenigen des residualen Pediplains. In gleicher Weise ist das Material des P1-Pediments mit den Materialien von Pd1 und P2 verwandt.

In jüngerer Zeit wurden unter warm-humiden Klimabedingungen auch die Pedimentflächen nochmals durch stärkere Grabenerosion morphologisch umgestaltet. Da die Erosionsbasis im Gebiet von Umbará niedriger lag als in Canguirí, war die Wirkung der Grabenerosion in der Region von Umbará

stärker, so daß dort das Pedisedimentmaterial nur inselförmig erhalten blieben. Dies trifft insbesondere für die P1-Fläche zu, die nicht nur zerschnitten, sondern auch flächenhaft abgesenkt wurde, so daß dort heute jüngere Bodenbildungen überwiegen.

Die bodenbildenden Substrate der geomorphologischen Einheiten, die im Untersuchungsgebiet an der Bodenbildung beteiligt sind, sind Tone, Tone mit Arkosebeimengung, Arkosen, Migmatite, Pedisedimente, Kolluvien und Alluvien. Als Pedisedimente (vgl. Kap. 5.1.2) werden Ablagerungen bezeichnet, die unter semi-ariden Klimabedingungen transportiert wurden und zur Pedimentbildung beitrugen. Ihre Entstehungsgeschichte und ihre Materialeigenschaften ermöglichen eine Unterscheidung von den Kolluvien, die meist jünger, stärker gemischt und verwittert sind. Außerdem sind Kolluvien im Untersuchungsgebiet häufig durch sog. "stone lines" von unterlagernden reliktschen Bodenbildungen in situ bzw. von unterlagernden Ausgangsmaterialien getrennt.

Die zuvor skizzierte Landschaftsgeschichte spiegelt sich in der Verteilung und Ausbildung der Böden wider.

Für die residualen Reste der Pd1-Pediplainfläche sind intensiv verwitterte Latosole kennzeichnend. Das unterste Pediment (P2) trägt dort, wo in jüngerer Zeit die Erosion nicht so stark wirkte, Latosole mit geringerem Entwicklungsgrad als auf der Pd1-Fläche - besonders im Gebiet von Canguirí. Die Entwicklung auf den in jüngerer Zeit stärker erosiv beeinflußten bzw. durch Erosion entstandenen Reliefkomponenten (abgesenkte Pedimentflächen, Erosionshänge) führte zur Bildung von Böden mit B-Textural-Horizont und Cambisolen. Dabei ist wiederum zu unterscheiden zwischen Böden mit B-textural-Horizont der Pedimentflächen, die in ihrer Entwicklung weiter fortgeschritten sind und weniger entwickelten Böden gleichen Typs auf Erosionshängen. Andererseits ist das Vorkommen von Cambisolen praktisch auf die Erosionshänge beschränkt, wobei es primär von der Art des Ausgangsmaterials abhängt, ob sich in vergleichbarer Reliefposition ein Cambisol oder ein Boden mit B-textural-Horizont entwickelt.

6.2 Chemische Eigenschaften der Böden

Der Titangehalt (Totalanalyse) ist in den Böden der Latosol-Gruppe höher als in den übrigen untersuchten Böden. Innerhalb der Latosol-Gruppe gibt es jedoch deutliche Unterschiede. So enthalten am meisten Ti die Varianten, die sich aus Ton mit Arkosebeimengung entwickelten, während in den Latosolen aus migmatitischem Material der Ti-Gehalt am geringsten ist.

Die Latosole sind ferner gekennzeichnet durch niedrige Gehalte an SiO_2 und Basen sowie durch eine Residualanreicherung von Fe-, Mn- und Al-Oxiden. Alle untersuchten Latosole zeigen einen Quotienten Dithionit-lösliches Eisen : Gesamteisen ($\text{Fe}_d : \text{Fe}_t$), der über 0,8 liegt. Diese hohen Werte sind nicht nur repräsentativ für die Latosole, sondern auch für Böden mit B-textural-Horizont, die auf den Pedimentflächen liegen.

Das bedeutet, daß der Vorrat an silikatisch gebundenem Eisen in diesen Böden sehr gering ist bzw. die Verwitterung der Primärsubstanz sehr weit fortgeschritten ist, was auch in einem sehr niedrigen Aktivitätsgrad der Eisenoxide bzw. in einem niedrigen Quotienten röntgenamorphes Fe : dithionitlösliches Fe zum Ausdruck kommt, der im allgemeinen kleiner als 0,03 ist. Innerhalb der Latosol-Gruppe haben wiederum die Böden aus migmatitischem Material die niedrigsten Gehalte an Fe- und Mn-Oxiden. Sie unterscheiden sich von den übrigen Varianten auch durch niedrige Ki-Werte.

Die Böden mit B-textural-Horizont zeigen im Vergleich zu den Latosolen höhere Gehalte an Basen und SiO_2 . Dieser Befund ist im wesentlichen auf ihren im Vergleich zu den Latosolen geringeren Verwitterungsgrad zurückzuführen.

In den Varianten, die sich aus Ton und mit Arkosebeimengung entwickelten, sind die Gehalte an Basen und SiO_2 höher als in den Varianten, die sich aus migmatitischem Material bildeten. Diese Unterschiede spiegeln damit typische Eigenschaften ihres jeweiligen Ausgangsmaterials wider.

Die Gehalte an Titan sind in den Böden mit B-textural-Horizont niedriger als in den Latosolen. Der Ti-Gehalt ist nicht mit den Vorräten an Rutil,

Anatas oder Titanit korrelierbar.

Die Cambisole findet man auf erosiv verjüngten Flächen. Dieser Tatbestand äußert sich in zahlreichen physikalischen, chemischen und mineralogischen Befunden. Diese Böden zeigen im Vergleich zu den Latosolen und den Böden mit B-textural-Horizont wesentlich niedrigere Titangehalte und höhere Ti-Werte.

Der Vorrat an silikatisch gebundenem Eisen ist in den Cambisolen größer als in allen anderen untersuchten Böden. Innerhalb dieser Gruppe sind die Gehalte an Gesamt-Fe bei den Varianten mit Arkosebeimengung wesentlich geringer als in den Varianten, deren Ausgangsmaterial reiner Tonist.

Die Cambisole sind ferner gekennzeichnet durch hohe $Fe_o:Fe_d$ -Werte, die in Übereinstimmung mit der relativ niedrigen Entwicklungsstufe dieser Böden einen niedrigen Kristallisationsgrad der Oxide anzeigen. Von dieser Regel weichen die Profile 15 und 17 ab, in denen ein höherer Kristallisationsgrad der Fe- und Mn-Oxide festgestellt wurde. Dies kennzeichnet sie neben anderen Analysenergebnissen als Übergangsstadien, die zwischen den Cambisolen und den Latosolen einzuordnen sind.

Die höchsten Gehalte an Mangan (Mn_t) wurden in den C-Horizonten der Cambisole festgestellt. Vom Durchschnitt abweichend hohe Mn_t - und Mn_d -Gehalte treten in Profil 16 auf als Folge überdurchschnittlich hoher Mn-Vorräte des Ausgangsmaterials (Tone der Guabirotuba-Formation).

Latosole, Böden mit B-textural-Horizont und Cambisole unterscheiden sich auch signifikant hinsichtlich der Austauschkapazität und der Basensättigung des Mineralbodens. Beide Kenngrößen nehmen von den Cambisolen zu den Latosolen erheblich ab.

Alle untersuchten Latosole besitzen eine Austauschkapazität, die kleiner ist als 13 mval/100 g Ton. Die Böden mit B-textural-Horizont, die sich aus Migmatitmaterial entwickelten, zeigen ähnlich niedrige Austauschkapazitäts-Werte (z. B. Profil 15). Die Austauschkapazität der übrigen Varianten der Böden mit B-textural-Horizont liegt im Schnitt bei 24 mval/100 g

Ton. Die Cambisole besitzen entsprechend ihrem höheren Gehalt an Dreischicht-Tonmineralen die größte Austauschkapazität. Obwohl der Basenvorrat gering ist, besitzt der größte Teil der Latosole keine "alico"-Eigenschaft, d. h. die Sättigung des Sorptionskomplexes im B-Horizont mit austauschbarem Aluminium liegt unter 50 %. Der Basenvorrat reicht hier zu einer erheblichen Sättigung der ebenfalls geringen Austauschkapazität noch aus. Im Gegensatz dazu weist die Mehrzahl der Böden mit B-textural-Horizont und der Cambisole einen "alico"-Charakter trotz höherer Basenvorräte auf.

6.3 Schwermineralspektren und -gehalte der Böden

Die Böden, die sich aus Ton mit Arkose-Beimengung entwickelt haben, zeigen ein Schwermineralspektrum, in dem Zirkon dominiert und Turmalin, Anatas und Disthen eine untergeordnete Rolle spielen.

Die Schwermineralzusammensetzung des Profils 1 weicht von diesem typischen Muster ab auf Grund der geringen Arkose-Beimengung im tonigen Ausgangsmaterial. Die Böden aus Ton besitzen ähnliche Gehalte an Zirkon und Turmalin. Daneben tritt auch Disthen mit mittleren Werten auf.

Gelegentlich dominiert im Schwermineralspektrum auch Epidot, z. B. im Profil 11 und im C-Horizont des Profils 6, der auch erhebliche Mengen an Zirkon und Turmalin enthält. Man beobachtet darüber hinaus, daß die Gehalte an extrem stabilen Schwermineralen in den Tonen und im alluvialen Material geringer sind als in anderen Ausgangsmaterialien. In den Böden aus Migmatiten wird das Schwermineralspektrum beherrscht von extrem stabilen Schwermineralen, wobei besonders Zirkon dominiert, gefolgt von Anatas. Turmalin und Epidot sind in geringen Mengen vorhanden, wobei letzterer häufiger im Regolith (verwitterter Migmatit) auftritt.

Das alluviale Material besitzt die größte Vielfalt an Schwermineralen.

Die Ergebnisse der Schwermineralanalysen erwiesen sich in Verbindung mit der chemischen Bauschanalyse als sehr brauchbar für die Differenzie-

rung der Böden nach ihrem Ausgangsmaterial. Zunächst scheinbar widersprüchliche Ergebnisse der chemischen Analyse konnten in vielen Fällen durch die Zusammensetzung des Schwermineralspektrums erklärt werden. Diese Analyse erlaubte darüber hinaus die Erkennung der Unterschiede in den Ursprungsgebieten der Sedimente und Pedisedimente in der Region von Canguirí und Umbará.

6.4 Tonminerale der Böden

In den Böden der Pedimentflächen wird das Tonmineralspektrum von Kaolinit beherrscht, gefolgt von Gibbsit.

Wechselagerungsminerale und Tonminerale des Typs Chlorit-Vermiculit sind ebenfalls vorhanden, spielen aber nur eine untergeordnete Rolle. In den Latosolen und den Böden mit B-textural-Horizont aus Ton mit Arkose-Beimengung treten darüber hinaus noch kleine Mengen an Illit im Unterboden auf. Die Böden der Erosionsflächen an den Hängen zeigen geringere Gehalte an Kaolinit. Im Oberboden tritt Gibbsit auf, während in größerer Bodentiefe Illit und Montmorillonit überwiegen.

Das Auftreten von Tonmineralen des Typs Kaolinit und Gibbsit in Vergesellschaftung mit Wechselagerungsmineralen der Gruppe Chlorit-Vermiculit in Materialien mit fortgeschrittenem Verwitterungsgrad ist auf die erosiv bedingte Beimengung von jüngerem Material zurückzuführen.

6.5 Körnung der Böden

Die Latosole sind überwiegend in die Bodenarten-Klasse "Ton" einzureihen. Die Varianten, die sich aus den tonigen Pedisedimenten im Gebiet von Canguirí entwickelt haben, sind tiefgründiger und zeigen eine höhere morphologische Gleichförmigkeit als die Latosole aus Migmatiten im Gebiet von Umbará. Die Böden mit Arkose-Beimengung im Ausgangsmaterial

weisen einen Quotienten Grobsand : Feinsand auf, der größer ist als 1, während die Böden aus Ton einen entsprechenden Quotienten aufweisen, der immer kleiner ist als 1.

Die Beziehung Schluff : Ton erweist sich als sehr brauchbar für die Einschätzung des Verwitterungsgrades der verschiedenen Ausgangsmaterialien der geomorphologischen Einheiten.

So zeigen die tonigen Pedisedimente und die Pedisedimente aus Migmatitmaterial, die die Ausgangssubstrate für die Latosole bilden, einen Schluff : Ton-Quotienten zwischen 0,23 und 0,24, während die weniger verwitterten Substrate höhere aufweisen.

In Regolith aus verwitterten Migmatiten beträgt dieser Quotient 1,98, in den Kolluvien 0,50 und in den Tonen 0,33.

6.6 Systematische Stellung der Böden

Die systematische Einordnung der Böden (vgl. Tab. 14) erfolgt nach den Kriterien des brasilianischen Klassifizierungssystem und auch nach der 7. Approximation bzw. der FAO-Klassifikation (vgl. Tab. 13 und 14).

Tab. 14: Klassifikation der Böden. (vgl. auch Tab. 13)

Profil	Brasilianische Klassifikation	"7-Aproximation"	FAO/UNESCO
P 3	Latosol Vermelho Escuro	Haplohumox	Rhodic Ferralsol
P 4-5-8-14	Latosol Vermelho Escuro	Sombrihumox	Rhodic Ferralsol
P 9	Latosol Vermelho Escuro	Haplohumox	Humic Ferralsol
P 19	Latosol Vermelho Amarelo	Haplohumox	Humic Ferralsol
P 18-20	Latosol Vermelho Amarelo	Haplohumox	Orthic Ferralsol
P 1-2-10-12	Rubrozem	Palehumult/ Haplohumult	Humic Acrisol
P 15-17-21	Podzolico Vermelho Amarelo	Palehumult	Humic Nitosol
P 16	Podzolico Vermelho Amarelo	Argiudoll	Luvic Phaeozem
P 6-7-11	Cambisol	Haplumbrept	Humic Cambisol

6. RESUMO

Solos e unidades geomorfológicas na região de Curitiba (Paraná - Brasil)

O presente trabalho foi realizado visando dois objetivos principais:

- a) Caracterização morfológica e analítica dos solos desenvolvidos a partir de diferentes materiais de origem com a finalidade de contribuir para o conhecimento de sua gênese e estado de intemperismo, assim como de sua classificação;
- b) Estudo das relações entre as unidades geomorfológicas, principalmente pediplanos e pedimentos e a presença e distribuição de diferentes grupos de solos.

Para a realização do presente estudo foram selecionadas duas áreas localizadas na Bacia Sedimentar de Curitiba, Paraná, Brasil. Para a caracterização pedológica foram eleitos 21 perfis representativos de diferentes grupos de solos, apresentando distintos graus de evolução e localizados em diferentes posições da paisagem. Além dos solos foram amostrados sedimentos da Formação Guabirotuba, representativos das unidades geomorfológicas típicas. As amostras dos perfis de solos e materiais representativos das superfícies geomorfológicas foram analisadas em seus aspectos químicos, físicos e mineralógicos. Os solos foram ainda caracterizados morfológicamente através da descrição completa de seus perfis, bem como classificados segundo o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos.

O estudo analítico dos solos e materiais compreendeu as seguintes determinações: análise química total (HF/HClO_4); óxidos pedogenéticos (extrações de Fe, Al e Mn empregando soluções de ditionito, oxalato e pirofosfato de Sódio); cations trocáveis (extrações de Ca, Mg e Al com KCl , H^+ e Al com acetato de Ca); mineralogia de argilas (RX e DTA); minerais pesados (análise da fração 0,2 - 0,05 mm. Com separação através de tetrabromethan e bromoform e determinação em microscópio de luz polarizada); granulometria (argila obtida pelo método da pipeta, areia por tamização e limo por diferença).

As superfícies geomorfológicas foram caracterizadas em função de uma combinação de critérios, ou seja, fotointerpretação, prospecção de campo e interpretação das características dos seus materiais representativos. Foram também utilizadas, acessoriamente, cartas planialtimétricas e mapas geológicos. As unidades geomorfológicas típicas das áreas estudadas são representadas por pediplanos residuais, pedimentos, superfícies de erosão das encostas e pela planície aluvial.

6.1 Unidades geomorfológicas e formação do solo

O significado das unidades geomorfológicas para o estudo dos solos foi destacado em vários trabalhos sendo que frequentemente é acentuada a necessidade de uma pesquisa integrada de ambos os aspectos, pois os dois ramos de pesquisas apresentam, em muitos fenômenos, uma origem comum.

Não trata-se entretanto de predizer que determinados grupos de solos ocupam esta ou aquela posição na paisagem, mas sim de entender as relações recíprocas entre morfogênese e pedogênese.

Outro aspecto de grande importância diz respeito à consideração das unidades geomorfológicas nos levantamentos semidetalhados de solos, particularmente quando executados em conexão com o emprego de fotografias aéreas. Tal fato reveste-se de maior importância ainda se considerarmos que em várias regiões do Brasil os levantamentos de solos exploratórios e a nível de reconhecimento já foram concluídos e que certas áreas que mostram maior potencialidade requerem urgentemente estudos mais detalhados de solos.

A região estudada forma uma parte do primeiro planalto do Paraná, no qual podem ser encontrados vários antigos níveis de erosão, que geralmente são formados pelas superfícies pediplanadas. Na região de Curitiba a superfície pediplanada, que está representada pelo pediplano Pd₁ é denominada superfície de Curitiba. A origem das superfícies de erosão e agradação na região de Curitiba deve-se à alternância de dois processos

morfogenéticos diferentes que tem se alternado periodicamente, um operando durante clima semiárido (Período Glacial) e representado por processos mecânicos de morfogênese, causando degradação da topografia e outro em condições de clima úmido (Período Interglacial), originando intemperismo químico com erosão linear e profunda dissecação do terreno (BIGARELLA e SALAMUNI, 1959, 1962). Outro fator importante que tem controlado o modelado da região está relacionado aos efeitos da energética tectônica quebrável que afetou as rochas da região (MARINI, 1967).

A alternância dos processos morfogenéticos conduziu ao rebaixamento e dissecação do pediplano original, o qual representa na sua forma atual uma superfície pediplanada residual.

Novas alternâncias climáticas conduziram à formação de pedimentos embutidos no antigo pediplano. O pedimento P_2 no estado em que se encontra atualmente pode ser confundido, em certas posições, com o pediplano residual, devido à ação de processos morfogenéticos posteriores que remodelaram estas superfícies. O material pedis sedimentar do pedimento P_2 está correlacionado com aquele do Pd_1 . Da mesma forma os materiais do P_1 estão relacionados com os materiais do Pd_1 e P_2 .

O presente trabalho foi realizado no âmbito da superfície pediplanada bem como nos pedimentos e superfícies de erosão das encostas da região de Curitiba. Devido ao nível de base de erosão mais baixo na área do Umbará em relação ao Conguirí ocorreu uma erosão mais profunda naquela área ficando preservados apenas materiais pedis sedimentares esparsos. Tal fato ocorreu principalmente em relação ao pedimento P_1 , o qual foi dissecado e rebaixado, resultando na formação de solos mais jovens. Os materiais das superfícies geomorfológicas estão representados por argilitos, arcóscios, migmatitos, pedis sedimentos, colúvios, alúvios, depósitos rudáceos e argilitos com mescla de material arcosiano.

Os pedis sedimentos (ver capítulo 5.1.2.) correspondem aos depósitos sedimentares transportados e depositados através de processos de pedimentação em condições climáticas semiáridas. Estes materiais foram distinguidos dos colúvios principalmente pela natureza diversa dos pro-

processos que lhes deram origem e através das características peculiares dos seus materiais constituintes.

As superfícies pediplanadas residuais são caracterizadas pela presença de Latosolos bastante intemperizados. Nas posições mais baixas das superfícies pedimentadas, não atingidas pela ação intensiva dos processos de erosão recentes, são encontrados Latosolos menos intemperizados, principalmente na região do Canguirí.

O desenvolvimento dos solos sobre superfícies rejuvenescidas pelos processos de erosão recentes, como os pedimentos dissecados e superfícies de erosão das encostas, resultaram na formação de solos mais jovens.

Assim sendo, a presença de Cambisolos está limitada principalmente às superfícies de erosão das encostas e relacionados ao material de origem, enquanto que os Solos B-Textural destas posições são mais jovens do que aqueles que ocorrem nas superfícies pedimentadas.

2 Caracterização química dos solos

Os Latosolos apresentam conteúdos de Titânio total mais elevados do que os demais solos, muito embora dentro do grupo dos Latosolos existam algumas diferenças. Assim os Latosolos desenvolvidos a partir dos argilitos com influência arcossiana apresentam os maiores conteúdos enquanto que os originados de migmatitos mostram os menores valores.

Os Latosolos das áreas estudadas apresentam baixas concentrações de silício e bases totais e mostram uma acumulação de óxidos Ferro, Manganês e Alumínio.

Todos os Latosolos estudados apresentam uma relação $Fe_d:Fe_t$ em torno de 0,8, sendo em geral maiores do que este valor. Este valor elevado não é característico dos Latosolos, mas também de solos B-Textural bastante intemperizados que ocorrem nas superfícies pedimentadas. Assim sendo os materiais e solos dos Pediplano Residual e dos pedimentos possuem sempre

elevadas relações, o que reflete também uma baixa quantidade de Ferro ligados aos Silicatos. O grau de atividade dos óxidos de Ferro dos solos destas superfícies é em geral inferior a 0,03, sendo que o maior grau de cristalinidade é sempre observado no Horizonte B. Os Latosolos originados dos pedisedimentos do migmatitos apresentam menores teores de Ferro e Titânio Total e Ferro livre do que os demais solos com Horizonte B Latossólico. Tais valores contribuíram juntamente com outras análises para separar este grupo de solos daqueles desenvolvidos a partir dos materiais pedisedimentares argilosos. Os valores da relação $K_i(\text{solo})$ são menores nos perfis 8 e 19 que apresentam maior grau de evolução. Nos Latosolos que sofreram rejuvenecimento parcial de seus materiais constituintes como o perfil 9 e 20, apresentam uma relação $K_i(\text{solo})$ bem mais elevada. Os solos B-Textural apresentam em relação aos Latosolos maiores concentrações de bases e de Silício. Tal fato se deve principalmente ao menor grau de intemperismo que apresentam em relação aos Latosolos. Nos solos com Horizonte B Textural desenvolvidos a partir dos argilitos e de argilitos com influência arcossiana os teores de bases e Silício são maiores do que aqueles encontrados nos solos originados dos migmatitos, refletindo uma característica relacionada ao material de origem. Os teores de Titânio são inferiores àqueles apresentados pelos Latosolos e ao que tudo indica não estão relacionados à presença de Rutil, Anatas e Titanita, já que as porcentagens destes minerais independem das porcentagens de Titânio. Os Cambisolos estão associados nas áreas estudadas as superfícies rejuvenecidas pela erosão. Tal fato se reflete em várias de suas características físicas, químicas e mineralógicas.

Estes solos mostram também uma elevada relação K_i bem como apresentam, principalmente no subsolo, maiores concentrações de bases, do que os Latosolos e solos com B-Textural. Os teores de Ferro Total dos Cambisolos com influência arcossiana são bem menores do que os desenvolvidos a partir dos argilitos. Os teores de Titânio deste grupo de solos é extremamente baixo em relação aos solos dos outros grupos. Estas características em conjunto refletem o baixo grau de intemperismo destes solos.

Nos Cambisolos a proporção de Ferro ligados aos Silicatos é superior a de todos os outros solos estudados. Os elevados valores da relação $Fe_o:Fe_d$ mostram baixa cristalinização dos óxidos destes solos, o que está de acordo com o baixo grau de intemperismo. As concentrações máximas de Mn_t ; Mn_d ; Mn_o são encontradas no Horizonte C destes solos. O elevado grau de cristalinidade dos óxidos de Ferro encontrados no perfil 15 e 17 (B-Textural) se devem as características transicionais destes solos para os Latosolos, como pode ser observado também através da análise química total e do grau de atividade dos óxidos de Manganês.

No Perfil 16 (B-Textural) são encontradas concentrações extramamente elevadas de Manganês total e extraído com Ditionito. Elevadas concentrações de Manganês estão relacionadas aos argilitos da Formação Guabirotuba.

Os Latosolos, B-textural e Cambisolos diferenciam - se também significativamente através da Capacidade de troca de cations e saturação de bases do solo mineral. Todos os Latosolos estudados apresentam uma capacidade de troca catiônica inferior a 13 mval/100 g de argila. Baixos valores de CTC são típicos para solos em avançado estado de intemperismo como os Latosolos. Solos com Horizonte B-Textural mostram também baixos valores de CTC. Tal fato ocorre no Perfil 15 que apresenta características transicionais para Latosol. Os Solos com B-Textural derivados dos argilitos, mostram uma CTC bastante elevada, sendo normalmente apresentam valores em torno de 24 mval/100 g de argila, caso típico dos solos Rubrozem e Classes transicionais e a ele relacionados.

Os Cambisolos apresentam maiores CTC do que todos os demais solos, estando esta característica relacionada ao tipo de Minerais de argila. Valores mais elevados na superfície estão relacionados aos teores de Matéria Orgânica. A maior parte dos Latossolos estudados não apresenta carácter álico, ou seja apresentam uma saturação com Alumínio trocável inferior a 50 % no Horizonte B. Isto se deve a baixa capacidade de troca das argilas deste grupo de solos. Em contraposição a isto observa-se que a grande maioria dos solos B Textural e Cambisolos são álicos.

6.3 Espectro dos minerais pesados dos solos

Os minerais pesados dos solos derivados dos argilitos com influência arcossiana, mostram um espectro predominado por Zircão com proporções subordinadas de Turmalina, Anatas e Disthen. O espectro do perfil 1 se desvia do padrão típico, devido a menor proporção de material arcossiano na massa do argilito. Os solos derivados dos argilitos apresentam porcentagem relativamente equilibrada de Zircão e Turmalina, além do Disthen, que ocorre em proporção significativa. Em certas posições o espectro é dominado por Epidote, como no Perfil 11 e horizonte C do perfil 6, preservando porém proporções equilibradas de Zircão e Turmalina. Observa-se também que a proporção de minerais extremamente estáveis é menor nos argilitos, e no material aluvial em relação aos demais materiais. Nos solos derivados dos migmatitos, o espectro dos minerais pesados é representado predominantemente por minerais extremamente estáveis, destacando-se o Zircão e subordinadamente o Anatas como minerais mais frequentes. A Turmalina e Epidote estão presentes em pequenas proporções, sendo que este último é mais abundante no regolito. O material aluvial possui uma ampla gama de minerais, que o diferencia dos outros, que apresentam um espectro mais pobre. Os resultados da análise dos minerais pesados se mostraram extremamente úteis em conexão com a análise química total, para agrupar solos segundo o material de origem. Variações nos resultados das análises químicas, puderam em muitos casos ser esclarecidas através da composição dos minerais pesados. Esta análise possibilitou ainda a detecção de diferenças nas áreas fontes que deram origem aos sedimentos e pedis sedimentos na área do Canguirí e na área do Umbará.

6.4 Mineralogia de argilas dos solos

Os minerais de argila dos solos localizados nas superfícies pedimentadas são representados predominantemente por Caulinita, e secundariamente por Gibbsita. Proporções subordinadas de minerais interestratificados do

Grupo Clorita-Vermiculita estão também presentes. Nos Latosolos e Solos B Textural derivados de argilitos com influência arcasiana, observa-se ainda a presença de pequenas quantidades de Illita nos Horizontes de subsuperfície. Nas superfícies de erosão das encostas ocorrem concentrações menores de Caulinita, com presença de Gibbsita na superfície e Illita e Montmorilonita nas porções mais profundas do solo. A presença de minerais do tipo Caulinita e Gibbsita, associados a minerais interestratificados do Grupo Clorita-Vermiculita, em materiais bastante intemperizados pode ser devida ao rejuvenecimento das superfícies através de processos de erosão.

6.5 Granulometria dos solos

Do ponto de vista morfológico os Latosolos desenvolvidos a partir dos materiais pedisedimentares argilosos na área do Canguirí, são mais profundos e apresentam maior uniformidade do que os Latosolos originados dos migmatitos da área da Umbará. Os solos estudados pertencem em sua grande maioria a classe textural argila ou argila pesada. Os solos apresentando influência arcasiana no material de origem possuem uma relação areia grossa: areia fina maior que 1, enquanto que aqueles derivados dos argilitos este valor é menor que 1. A relação silte argila, foi muito útil para a apreciação do estágio de intemperismo dos diferentes materiais das superfícies geomorfológicas. Assim os pedisedimentos argilosos e dos migmatitos que representam os materiais originários dos Latosolos apresentam uma relação silte: argila entre 0,23 e 0,24 enquanto que os materiais menos intemperizados mostraram maiores valores. No regolito correspondente aos migmatitos intemperizados esta relação foi da ordem de 1,98. Nos colúvios de 0,50 e nos argilitos 0,33.

6.6 Classificação dos solos

Segundo os critérios da Classificação Brasileira (Centro de Pesquisas Pedológicas do Ministerio da Agricultura); 7th Aproximation und FAO/UNESCO (vgl. Tab. 13) os solos foram classificados de acordo com a Tab. 14.

Tab. 14: Classificação dos solos (ver tambem Tab. 13)

Perfis	Classificação Brasileira	"7 th Aproximation" FAO/UNESCO	
P 3	Latosol Vermelho Escuro	Haplohumox	Rhodic Ferralsol
P 4-5-8-14	Latosol Vermelho Escuro	Sombrihumox	Rhodic Ferralsol
P 9	Latosol Vermelho Escuro	Haplohumox	Humic Ferralsol
P 19	Latosol Vermelho Amarelo	Haplohumox	Humic Ferralsol
P 18-20	Latosol Vermelho Amarelo	Haplohumox	Orthic Ferralsol
P 1-2-10-12	Rubrozem	Palehumult/ Haplohumult	Humic Acrisol
P 15-17-21	Podzolico Vermelho Amarelo	Paleohumult	Humic Nitosol
P 16	Podzolico Vermelho Amarelo	Argiudoll	Luvic Phaeozem
P 6-7-11	Cambisol	Haplumbrept	Humic Cambisol

SUMMARY

Soils and geomorphological units in the region of Curitiba (Paraná - Brazil)

The study presented pursues two main objectives:

- a) morphological and analytical characterization of soils from different parent materials to determine their genesis and their stages of weathering, as well as to place them in a classification system.
- b) investigation of the relationships between geomorphological units, mainly pediplains and pediments, and the occurrence or distribution of different soil groups.

The mentioned relationships were investigated in two areas of the sediment basin of Curitiba, Paraná, Brazil.

For the pedological characterization of the research areas 21 representative profiles, each showing a different stage in development and each occurring in a different topographic situation, were selected from various soil groups.

In addition to soil samples, rock samples from the Guabirotuba Formation were also collected. These samples represent the typical parent materials comprising the various geomorphological units. The soil and rock samples were analysed for their chemical, physical, and mineralogical properties then the soil were morphologically classified by profile descriptions in accordance with the guidelines of the "Sistema Brasileiro de Classificação de Solos".

The following methods were used to analyse the soil materials: total content (HF/HClO_4); pedogenic oxide. (Fe, Al, and Mn) extraction using dithionit-citrate, ammonium-oxalate, and sodium-pyrophosphate; exchangeable cations (Ca, Mg, and Al with KCl and H+Al with calcium-acetate); clay minerals (x-ray diffraction and differential thermoanalysis); heavy minerals (determination in the 0,2-0,05 mm fraction using flotation with tetrabromethane and bromoform, identification and counting using a

polarization microscope); particle size distribution (clay determination with the pipette method, sand determination with wet sieving, and silt determined as the difference).

The topographic situation or rather the geomorphological units were characterized by a description of the properties of the rock components and of the essential geomorphological structures such as pediplains, pediments, and erosion surfaces on slopes. These geomorphological units were differentiated through a combination of various criteria obtained from aerial photograph interpretations, from field surveys, and from the results of parent material analysis.

In addition topographic and geological maps were evaluated. The typical geomorphological units of the research areas were derived from old pediplains.

6.1 Geomorphological Units and Soil Formation

The significance of geomorphological units in soil analysis has already been emphasized in several studies, in which the necessity of an integrated investigation into both these areas has also often been stressed as both research branches have many aspects in common.

The investigation of the interrelationships between morphogenesis and pedogenesis can contribute to the use of small scale soil maps to support the data obtained from areal photo interpretation. For Brazil this aspect has an especial significance since general soil maps of varying intensity have already been drawn up for various regions of the country. The optimum utilization of the land use capabilities of such regions is necessarily based upon the evaluation of small scale soil maps.

The research area, i. e. the environs of Curitiba, is part of the first high plateau of Paraná, in which several older erosion levels, usually pediplain surfaces, can be demonstrated (Pd 2, Pd 1). The orographically lowest (and most recent) pediplain surface Pd 1 is the so called 'Curitiba

surface'. The investigations here presented were carried out within the boundaries of this pediplain surface and its respective pediment surface or erosion levels.

The origin of the erosion and deposition layers in the region of Curitiba must be traced back to the interplay between two mainly quaternary morphogenetic processes. In semi-arid climatic phases (glacial) morphogenesis was distinguished by mechanical re-deposition processes resulting in a topographical leveling of the region. In warm, humid climatic phases (interglacial) chemical weathering and gully erosion predominated, producing a landscape characterized by erosion processes (BIGARELLA and SALAMUNI, 1959, 1962).

Another factor influencing the surface configuration of this region is the tectonic faults in the rock series there (MARINI, 1967). The recurrent changes in climate and in morphogenetic processes brought about an erosion caused sinking and structuring of the former pediplains, esp. the Pd 1 pediplain which today occurs only as a residual pediplain surface.

After erosion of the sediments of the Pd 1 pediplain during humid climatic conditions, two pediment-like surfaces (P 2 and P 1) developed in a lower lying erosion level of the old Pd 1 pediplain. The formation of this pediment occurred during different semiarid climatic phases. However, the P 2 pediment surface is somewhat older and higher. In some places it reaches the level of the Pd 1 pediplain and can therefore often be confused with this in the field. The pedisegment material of the P 2 pediment can be correlated with that of the residual pediplain. Similarly, the material of the P 1 pediment is related to the components of Pd 1 and P 2.

In recent times under prevailing warm humid climatic conditions, the pediment surfaces were again morphologically re-structured by intense gully erosion. Since the erosion base in the region around Umbará is lower than that of Canguirí, the effect of gully erosion in the former was more pronounced so that only island remnants of the pedisegment material remain there.

The soil forming substrates of the geomorphological units in the areas under investigation are comprised of the following: clays, clays with arkose, arkose, migmatites, pedisediments, colluvium and alluvium. The pedisediments (compare chap. 5.1.2) are designate as those which were transported during semi-arid climatic conditions and which contributed to pediment formation. Their development history and material properties enable their differentiation from colluvial material which are usually younger and more intensely mixed and weathered, moreover, the colluvia in the study area are often separated from the underlying relict soil formations in situ or from underlying parent material by stone lines. The above outlined history of the study area is reflected in the distribution and formation of the soils there.

Intensively weathered latosols are characteristic of the remnants of the Pd 1 pediplain surfaces. On the lowest lying pediment surfaces (P 2), however, which were not subjected to such intense erosion in recent times, are found correspondingly less developed latosols especially around the area of Canguirí. Soil development on those landscape structures subjected to erosion in recent times or rather formed by erosion processes (sunken pediment surfaces, erosion slopes) resulted in the formation of soils with a B-textural horizon and cambisols. Here one must distinguish between soils with a B-textural horizon on the pediment surfaces which are further along in their development and those less developed soils of similar type on erosion slopes. On the other hand, the occurrence of cambisols is practically limited to erosion slopes, whereby the type of parent material primarily determines whether a cambisol or a soil with a B-textural horizon will develop in comparable topographical positions.

6.2 Chemical Properties of the Soils

The Titanium content (total analysis) is higher in the soils of the latosol group than in the other investigated soils. Marked differences, however, are found within this group. The soil variants developed from clay mixed

with arkose contain the most Ti while the latosols from migmatite material contain the least. The latosols are further characterized by low amounts of SiO_2 and bases as well as a residual enrichment of Fe, Mn, and Al oxides. All investigated latosols show a dithionite-soluble iron: total iron ($\text{Fe}_d : \text{Fe}_t$) ratio of over 0,8. These high ratios are not only representative of latosols but also of soils with a B-textural horizon occurring on pediment surfaces.

This means that the supply of silicate bound iron in these soils is very low or rather that the weathering of the primary substance has proceeded very far, which is further expressed in a very low degree of iron oxide activity or in a low ratio (usually less than 0,03) of amorphous Fe : dithionite-soluble Fe. Within the latosol group the soils originating from migmatite materials have the lowest Fe and Mn oxide contents. They are also distinguished from the other variants by low Ki values. In comparison to the latosols the soils with a B-textural horizon show higher quantities of bases and SiO_2 . This is essentially due to their low degree of weathering as compared to the latosols.

In the variants developed from clay with arkose, the contents of bases and SiO_2 are higher than in those stemming from migmatite material. Hence these differences reflect the typical properties of the respective parent rocks.

The quantities of Ti are lower in the soils with B-textural horizons than in the latosols. The Ti content is not correlated with the amounts of rutile, anatase, or titanite.

The cambisols are found on surfaces rejuvenated by erosion. This circumstance is expressed in manifold physical, chemical, and mineralogical findings. In contrast to the latosols and the soils with a B-textural horizon, these soils show a markedly lower Ti content and higher Ki values.

The content of silicate bound iron is much higher in the cambisols than in all other soils studied. Within this group the contents of total iron are much lower for the variants arising from clay-arkose mixtures than for those from pure clay.

The cambisols are further characterized by high $Fe_o:Fe_d$ ratios, which in accordance with the relatively low developmental stages of these soils, demonstrate a low degree of oxide crystallization. Along with other analysis results this shows these soils to be intermediate stages between cambisols and latosols.

The highest manganese (Mn) content were found in the C-horizons of the cambisols. Abnormally high Mn_t and Mn_d contents appear in profile 16 due to above average higher contents of Mn in the parent materials (clays of the Guabirota Formation).

Latosols, soils with B-textural horizons, and cambisols can also be significantly differentiated in respect to their exchange capacity, and the base saturation of the mineral soil. Both values decrease considerably from cambisols to latosols.

All investigated latosols have an exchange capacity less than 13 mval/100 g clay. The soils with B-textural horizons forming from migmatite material show a similarly low exchange capacity (e. g. profile 15). The exchange capacity of the other variants of soils with B-textural horizons average around 24 mval/100 g clay. Corresponding to their higher content of 3-layered clay minerals, the cambisols have the highest exchange capacity. Although their saturation of bases is low, the majority of the latosols do not possess any "alico" property, i. e. the saturation of the sorption complex with exchangeable Al in the B-horizon is less than 50 %. The amount of bases here is sufficient to produce a considerable saturation of the inherently low exchange capacity. In contrast most of the soils with B-textural horizons and most of the cambisols demonstrate an "alico" character despite higher supplies of bases.

6.3 Heavy Mineral Spectra and Contents in the Soils

The soils developed from clay and arkose mixtures show a heavy mineral spectrum in which zirkon is dominant and in which tourmaline, anatase and disthene are of lesser importance. The heavy mineral composition of profile

deviates from this typical pattern due to the low amounts of arkose in the clay parent material. The soils forming from clay have similar zircon and tourmaline contents, with disthene appearing in average quantities. Sometimes epidote dominates the heavy mineral spectrum, e. g. in profile 11 and in the C-horizon of profile 6, which also contains considerable amounts of zircon and tourmaline. Further observations show lower contents of extremely stable heavy minerals in the clays and in alluvial material than in other parent materials. In the soils forming from migmatites the heavy mineral spectrum is dominated by extremely stable heavy minerals, especially zircon followed by anatase. Tourmaline and epidote are present in low quantities, the latter appearing more often in regolith (weathered migmatite).

The alluvial material presents the greatest diversity in heavy minerals. The results of heavy mineral analyses in connection with the total analysis prove to be very useful for the differentiation of the soils according to their parent materials. In many cases seemingly contradictory results of chemical analysis could be explained by the composition of the heavy mineral spectrum.

4 Clay Minerals of the Soils

The clay mineral spectrum of the soils of the pediment surfaces is dominated by kaolinite followed by gibbsite.

Mixed layer minerals and clay minerals of the chlorite-vermiculite type are also present, however are of minor importance. Illite appears in small quantities in the subsoil of the latosols and soils with B-textural horizon forming from clay-arkose material. The soils of the erosion slopes contain lower amounts of kaolinite; gibbsite appears in the surface soil while illite and montmorillonite predominate at greater depths.

The appearance of kaolinite and gibbsite type clay minerals in association with mixed layer minerals of the chlorite-vermiculite group in heavily

weathered materials can be explained by the erosion caused admixture of younger material.

6.5 Soil Texture

In general the latosols can be classified as clay in particle size. The variations developed from clay pedisediments in the Canguirí region are deeper and show a greater morphological uniformity than the latosols derived from migmatites in the Umbará region. The soils with arkose admixtures in the parent material present a coarse sand: fine sand ratio greater than 1, while the soils derived from clay show a corresponding ratio that is always less than 1. The relationship silt : clay proves very useful for the estimation of the degree of weahtering of the various parent materials.

Hence, the clay pedisediments and the pedisediments from migmatite material, which constitute the parent substrates for the latosols show a silt : clay ratio ranging between 0.23 and 0.24, while the less weathered substrates demonstrate a higher quotient. This ratio is 1.98 in regoliths from weathered migmatites, 0.50 in the colluvia and 0.33 in the clays.

6.6 Systematic Classification of the Soils

The systematic classification of the soils (comp. Tab. 14) is in accordance with the criteria of the Brazilian classification system and also with the 7th Approximation or rather FAO classification (comp. Tab. 13 and 14).

Tab. 14: Classification of Soils (comp. also Tab. 13)

Profile	Brazilian Classification	"7th Approximation"	FAO/UNESCO
3	Latosol Vermelho Escuro	Haplohumox	Rhodic Ferralsol
4-5-8-14	Latosol Vermelho Escuro	Sombrihumox	Rhodic Ferralsol
9	Latosol Vermelho Escuro	Haplohumox	Humic Ferralsol
19	Latosol Vermelho Amarelo	Haplohumox	Humic Ferralsol
18-20	Latosol Vermelho Amarelo	Haplohumox	Orthic Ferralsol
1-2-10-12	Rubrozem	Palehumult/ Haplohumult	Humic Acrisol
15-17-21	Podzolic Vermelho Amarelo	Palehumult	Humic Nitosol
16	Podzolic Vermelho Amarelo	Argiudoll	Luvic Phaeozem
6-7-11	Cambisol	Haplumbrept	Humic Cambisol

LITERATURVERZEICHNIS

- AB'SABER, A. N. und J. J. BIGARELLA, 1961: Superfícies aplainadas do primeiro planalto do Paraná. Boletim Paranaense de Geografia, 4 e 5, 116-125, Curitiba.
- AB'SABER, A. N., 1969: Pedimentos e Bacias Dendríticas Pleistocênicas em São Paulo. Instituto de Geografia, Univ. de São Paulo, Geomorfologia, vol. 9, 1-12.
- ALEXANDER, E. B., 1974: Extractable Iron in Relation to Soil Age on Terraces Along the Truckee River, Nevada. Soil Sci. Amer. Proc., vol. 38, 121-124.
- ANDRADE, G. O. de; J. J. BIGARELLA; R. C. LINS; 1963: Contribuição à Geomorfologia do Rio Grande do Sul e do Uruguai. Boletim Paranaense de Geografia, n^{os} 8 e 9, 123-131, Curitiba.
- ARAUJO FILHO, J. R.; A. N. AB'SABER; 1969: A Região de Marília nas geomorfológicas. Universidade de São Paulo, Instituto de Geografia, Geomorfologia, vol. 14, 2-6.
- ATTERBERG, K. 1912: Die mechanische Bodenanalyse und die Klassifikation der Mineralböden Schwedens. Inter. Mitt. f. Bodenk., 2, 312-342.
- AZOLIN, M. A. D., 1975: Relações Solo-Superfícies Geomorfológicas e Material de Origem a Sudoeste do Rio Grande do Sul. Tese de Mestrado, Univ. Fed. do Rio Grande do Sul. Fac. de Agronomia, Porto Alegre.
- AZOLIN, M. A. D.; E. KLAMT e M. C. L. dos SANTOS; 1975: Relações solo-superfícies geomorfológicas e material de origem a oeste da Depressão Central e Campanha no Rio Grande do Sul. In: Anais do XV Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, Campinas, 345-350.
- BALL, D. F., 1967: Stone Pavemente in soils of Caernarvonshire, North Wales, J. Soil Sci., vol. 18, n^o. 1, 103-108.
- BEINROTH, F. H.; G. UEHARA und H. IKAWA, 1974: Geomorphic Relationships of Oxisols and Ultisols on Kawaii. Soil Sci. Soc. of Am. Proc., vol. 38, n^o. 1, 128-131.
- BENNEMA, J., 1962: The Red and Yellow Soils of the Tropical and Subtropical Uplands. Soil Sci., 95, 250-257.
- BENNEMA, J.; M. CAMARGO, A. C. S. WRIGHT, 1962: Regional Contrast in South American soil formation, in relation to soil classification

- and soil fertility. International Soil Conference, New Zealand, int. Soc. Soil Sci., 1-15.
- RELLA, J. J., 1954: Esboço da Geomorfologia do Estado do Paraná. Boletim n^o. 32, IBPT, Curitiba.
- RELLA, J. J. e R. SALAMUNI, 1959: Notas complementares à planta Geológica da cidade de Curitiba e arredores. IBPT, Boletim n^o. 40, Curitiba.
- RELLA, J. J.; P. L. MARQUES FILHO e A. N. AB'SABER, 1961: Ocorência de pedimentos remanescentes nas faldas da serra do Iquererim (Garuva, S. C.) Bol. Paran. de Geografia, n^{os}. 4 e 5, 82-93, Curitiba.
- RELLA, J. J.; R. SALAMUNI e A. N. AB'SABER, 1961: Origem e ambiente de deposição da Bacia de Curitiba. Bol. Paran. de Geografia, n^{os}. 4 e 5, 71-78, Curitiba.
- RELLA, J. J. e R. SALAMUNI, 1962: Caracteres Texturais dos sedimentos da Bacia de Curitiba, Boletim da Universidade do Pr., Geologia, n^o. 7, 1^a. parte, Curitiba.
- RELLA, J. J. e A. N. AB'SABER, 1964: Paläoklimatische Aspekte des Känozoikums in Südbrasilien, Z. für Geomorphologie, 8 (3), 286-312.
- RELLA, J. J. e M. R. MOUSINHO, 1965a: Significado paleogeoclimático dos depósitos rudáceos. Bol. Paran. de Geografia, n^{os}. 16 e 17, 7 - 16.
- RELLA, J. J. e M. R. MOUSINHO, 1965b: Contribuição ao estudo da Formação Pariquera-Açu (Estado de São Paulo). Bol. Paran. de Geografia, n^{os}. 16 e 17, 17-41.
- RELLA, J. J. e M. R. MOUSINHO, 1965c: Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas. Bol. Paran. de Geografia, n^{os}. 16 e 17, 153-197.
- RELLA, J. J.; M. R. MOUSINHO e J. X. da SILVA, 1965a: Considerações a respeito da evolução das vertentes. Bol. Paran. de Geografia, n^{os}. 16 e 17, 85-116.
- RELLA, J. J.; M. R. MOUSINHO e J. X. da SILVA, 1965b: Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. Bol. Paran. de Geografia, n^{os}. 16 e 17, 117-151.

- BIGARELLA, J. J., 1975: Pediments, a Convergence of Processes. International Symposium on the Quaternary, Southern Brazil, Bol. Paran. de Geociências, 33, 206-216.
- BLANCANEAUX, Ph. et M. POUYLLAU, 1977: Les relations géomorpho-pédologiques de la retombée nord-occidentale du Massif Guyanais (Vénézuëla), 1^{ère}. Partie: Les concepts et définitions. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol. XV, n^o. 4:437-448.
- BLANCANEAUX, Ph.; M. POUYLLAU et P. SEGALIN, 1978: Les relations geomorpho-pédologiques de la retombée nord-occidentale du Massif Guyanais (Vénézuëla), 2^a. partie: Les unités géomorpho-pédologiques. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol. XVI, n^o 3, 293-315.
- BLUM, W. E. und H. MAUS, 1967: Mineralogische Untersuchungen an Sedimentgesteinen und Böden des südlichen Oberrheingrabens und der Schwarzwaldvorbergzone. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., 57, 175-202.
- BLUM, W. E. 1968: Sedimentogene und pedogene Entwicklungsmerkmale von Böden auf Karbonatgestein - am Beispiel des südlichen Oberrheingrabens. Inaugural-Dissertation. Freibg. Bodenkdl. Abh. 1, 184 S., Freiburg i. Br.
- BLUME, H. P.; U. SCHWERTMANN, 1969: Evaluation of Profile Distribution of Aluminium, Iron and Manganese Oxides. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., vol. 33.
- BODZIAK Jr., C. e D. M. de P. SOUZA, 1965: Contribuição ao estudo dos solos de Curitiba. Revista da Escola de Agronomia e Veterinária, U. F. Pr., Vol. 1, n^o. 2, Curitiba.
- BOULAIN, J., 1956: Remarques sur l'utilisation réciproque des méthodes de la Géomorphologie, de la Géologie et de la Pédologie. Sixième Congrès de la Science du Sol. V. 21, 129-134, Paris.
- BOUTEYRE, G.; Cl. TONI, 1972: Géomorphologie et étude des sols sodiques des plaines alluviales. Exemple de la Comarque. Science du Sol n^o. 2 (Supplément au Bulletin de L'association Française pour l'étude du Sol), 3-32.
- BRAMA O, D. L. and R. W. SIMONSON, 1956: Rubrozem - a Proposed Great Soil Group. Sixième Congrès de la Science du Sol, Paris, V. 4, 25-29.
- BREWER, R., 1964: Fabric and Mineral Analysis of Soils. John Wiley and Sons, Inc., New York, 470 S.

- BRZESOWSKY, W. J., 1965: A Semi Detailed Soil Survey in the Region of the OUDE IJSSEL. Soil Survey and photo-interpretation. International Training Centre for Aerial Survey, B. 30/31.
- BÜDEL, J., 1970: Pedimente, Rumpfflächen und Rückland-Steilhänge. Z. für Geomorphologie, 14 (1): 1-57, Berlin.
- BUNTING, B. T., 1965: The Geography of Soils. Hutchinson u. Co. LTD, London 213 pg.
- BUOL, S. W.; F. D. HOLE; R. J. Mc CRACKEN, 1973: Soil Genesis and Classification. Iowa State University Press, Ames., pp. 347.
- CAILLEUX, A.; J. TRICART, 1959: Zonas Fitogeográficas e Morfoclimáticas do Quaternário, no Brasil (1.2.). Notícia Geomorfológica, 4, agosto. Univ. de Campinas, Dpto. de Geografia.
- CAMARGO, M. N., I. BENNEMA, 1966: Delineamento Esquemático dos solos do Brasil, Pesq. Agropecuária Brasileira, v. 1, 47-54.
- CENTRO DE PESQUISAS PEDOLOGICAS, 1974: Levantamento de Reconhecimento dos Solos do Sudeste do Estado do Paraná - 1a. Parte. Informe preliminar. EMBRAPA, Minist. da Agric., Bol. Téc. n.º 40, Curitiba.
- COMISSÃO DE SOLOS, 1960: Levantamento de Reconhecimento dos Solos do Estado de São Paulo. Bol. do Centro Nac. de Ensino e Pesquisas Agronômicas, Rio de Janeiro, (12), 634 S.
- CHRISTOFOLETTI, A., 1968: O Fenômeno Morfogenético do Município de Campinas (S. Paulo, Brasil). Not. Geomorfol., 8 (16): 3-97, dez., Campinas.
- CURTIS, L. F.; J. C. DOORNKAMP and K. J. GREGORY, 1965: The Description of Relief in Field Studies of Soils. J. Soil Sci., vol. 16, n.º 1, 16-29.
- DANIELS, R. B.; E. E. GAMBLE, J. G. CADY, 1970: Some relations Among Coastal Plain Soils and Geomorphic Surface in North Carolina. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., vol. 34, 648-653.
- DANIELS, R. B.; E. E. GAMBLE and J. G. CADY, 1971: The relation between geomorphology and soil morphology and genesis. In: N. C. BRADY, ed. Advances in Agronomy, New York, Academic Press, Vol. 23, 51-83.
- DIAS FERREIRA, R. P. e J. P. QUEIROZ NETO, 1974: Sequências de alterações na região de Serra do Limoeiro, S. P.. Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia.
- DIVISÃO DE PESQUISA PEDOLOGICA, 1971: Levantamento de Reconhecimento dos Solos do Nordeste do Estado do Paraná. Ministério da Agricultura, Bol. Téc. n.º 16, Curitiba.

- DIVISÃO DE PESQUISA PEDOLÓGICA, 1972: Levantamento de Reconhecimento dos Solos do Oeste do Estado do Paraná. Informe preliminar. Ministério da Agricultura, Bol. Téc. n^o. 39, Curitiba.
- DIVISÃO DE PESQUISA PEDOLÓGICA, 1973: Levantamento de Reconhecimento dos Solos do Estado do Rio Grande do Sul. Ministério da Agricultura, Bol. Téc. n^o. 30, Recife.
- DÜMMLER, H. und D. SCHROEDER, 1965: Zur qualitativen und quantitativen Bestimmung von Dreischicht-Tonmineralen in Böden. Z. Pflanzen-ern. Düng. Bodenkde. 109, 35-47, Weinheim.
- EQUIPQE DE PEDOLOGIA E FERTILIDADE DO SOLO, 1970: Levantamento de Reconhecimento dos Solos do Noroeste do Estado do Paraná. Ministério da Agricultura. Bol. Téc. n^o. 14, Rio de Janeiro.
- ESPINDOLA, C. R., 1977: Relações entre solos e elementos da paisagem na Zona do Baixo Rio do Peixe (Região Conchas-Anhembi, S. P.). Dissert. apres. à Esc. Sup. de Agric. "Luiz de Queitre em Solos e Nutrição de Plantas, Piracicaba-São Paulo.
- ESWARAN, H. ; C. SYS, 1976: Physiographic and Chemical characterization of the Quoin Hil toposequence (SABAH, MALAYSIA) Pedologie, XXVI, 2, 152-167, Ghent, Belgium.
- FÖLSTER, H., 1964a: Die Pedi-Sedimente der Südsudanesischen Pediplane. Herkunft und Bodenbildung. Pedologie, XIV, 1, S. 64-84.
- FÖLSTER, H., 1964b. Morphogenese der südsudanesischen Pediplane. Z. für Geomorphologie, N. F. Bd. 8, 393-423.
- FUCK, R. A. ; E. TREIN; O. J. MARINI, 1967: Geologia e Petrografia dos Migmatitos do Paraná. In: Geologia do Pré-Devoniano e intrusivas subseqüentes da porção oriental do Estado do Paraná. Bol. Paranaense de Geociências, 23 a 25, 5 - 41, Curitiba.
- FUCK, R. A. ; E. TREIN; A. MURATORI; J. C. RIVEREAU, 1969: Mapa geológico preliminar do litoral, da Serra do Mar e parte do primeiro planalto do Estado do Paraná. Bol. Paranaense de Geociências. Curitiba, 27, 123-152.
- GANSSEN, R., 1960: Böden und Landschaft in Südwestafrika, 7th. Intern. Congress of Soil Science, Madison, Wisc. U. S. A., vol. IV, 49-55.
- GANSSEN, R., 1972: Bodengeographie, Koehler-Verlag-Stuttgart, 325pg.
- GANSSEN, R. und F. HÄDRICH, 1965: Atlas zur Bodenkunde. B. I. -Verlag, Mannheim.
- GANSSEN, R. und W. MOLL, 1961: Beiträge zur Kenntnis der Böden warmer Gebiete, dargestellt am Beispiel Südwestafrika. Z. Pflanzen-ern. Düng. Bodenkde., 94 (139), 9-25.

- VAERD, I., 1974: Parâmetros fotoanalíticos de tres unidades de solo da Região Nordeste Paranaense. Dissert. apres. à Escola Sup. de Agric. "Luiz de Queiroz", Univ. de S. P., para obtenção do título de Mestre. Piracicaba-S. P.
- GLOSSARY of Soil Science Terms; 1965: Committee Report. Soil sci. Proc., 330-351.
- DOY, H.; A. R. CORREA; D. dos SANTOS, 1976: Clima do Paraná. In: Manual Agropecuário para o Paraná, Fund. Inst. Agron. do Pr., IAPAR, 17-37, Londrina.
- ROSEN, D. 1968: Interpretación de Fotos Aereas y su Importancia en Levantamiento de Suelos. Organ. de Las Naciones Unidas para la Agricult. y la Alimentación. Boletín sobre suelos, nº. 6, Roma.
- REZ, R., 1977: Nährelementhaushalt und Genese von Böden aus vulkanischen Aschen in Südchile. Freibg. Bodenkdl. Abh., 6, 179 S., Freiburg i. Br.
- RY, M.; Ph. DUCHAUFOR, 1972: Relation entre les formations superficielles et la pédogenèse sur substratum calcaire. Science du Sol, nº. 1, 19-24.
- CK, J. T., 1972: Interpretação da topografia erodida em regiões temperadas úmidas. Not. Geomorfológicas, 12 (24): 3-37, Campinas.
- DRICH, F., 1962: Beziehungen zwischen Böden und Landschaft in der Emmendinger Vorbergzone. Diss., masch.-schr., Nat.-math. Fak., Univ. Freiburg i. Br., 204 S.
- DRICH, F., 1966: Die Böden der Emmendinger Vorbergzone (Südliches Oberrheingebiet). Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., 26-76, Freiburg i. Br.
- LMANN, M., 1966: Balanço hídrico do Paraná. Tese para provimento de Cátedra de Física da Esc. de Agronomia e Veterinária da Univ. Fed. do Pr., pp. 55.
- E, K.; O. MUZILLI; J. O. IKIRBI, 1976: Solos do Paraná. In: Manual Agropecuário para o Paraná, Fund. Inst. Agron. do Pr., IAPAR, 41-81, Londrina.
- KSON, M. L., 1958: Soil Chemical Analysis. Prentice-Hall. Inc. Englewood Cliffs. N. J..

- JENNY, H., 1941: Factors of Soil Formation - A System of Quantitative Pedology. McGraw-Hill Book Company, Inc., New York and London.
- JESSUP, R. W., 1960: Identification and significance of buried soils of quaternary age in the South-Eastern portion of the Australia and arid Zone. J. of Soil Sci., vol. 11, n^o. 2, 197-205.
- JOINT COMMITTEE ON POWER DIFFRACTION STANDARDS, 1972: Inorganic Index to the Powder Diffraction File. Swathmore, Pennsylvania.
- JONGEN, P., 1957: Genese des sols de pediplaines en Ubangi-Congo Belge. Pedologie, VII, pp. 133-144.
- JOURNAUX, A.; J. PELLERIN; J. P. QUEIROZ NETO; A. CARVALHO; A. V. de MORAES; A. FIGUEIREDO; C. CERRI; H. KOHLER; H. SUDO; J. BERTOLDO de OLIVEIRA; M. PENTEADO; M. B. AGUIAR; M. C. MODENESI; P. NAKASCHIMA; R. HERZ; R. FERREIRA; T. da SILVA, 1974: O problema da cartografia das formações superficiais em regiões tropicais - o exemplo do Brasil. Not. Geomorfológicas, 14 (27/28): 105-113, Campinas.
- KING, L. C., 1956: A Geomorfologia do Brasil Oriental. Revista Brasil. de Geografia, Ano 18 (2), 147-266, Rio de Janeiro.
- KLEIN, R. M.; G. HATSCHBACH, 1962: Fitofisionomia e notas sobre a vegetação para acompanhar a planta fitogeográfica do Município de Curitiba e arredores (Paraná). Bol. da Univ. do Pr., Geografia Física, n^o. 4, dez., Curitiba.
- KNEIB, W.; G. MIEHLICH; H. W. ZÖTTL, 1973: Clasificación Regional de los Suelos de la Sierra Nevada de México. Comunicaciones, Proyecto Puebla-Tlaxcala, n^o. especial para el Primer Simposio, México.
- V. KRUMBEIN, W. C. und SLOSS, L. L., 1963: Stratigraphy and Sedimentation. W. H. Freeman and Co., 2a, ed., 660 pp.
- LEINZ, V.; J. C. MENDES, 1959: Vocabulário Geológico, Iniciação Científica, Com. Edit. Nacional, vol. 26, São Paulo.
- LEPSCH, I. F., 1972: Classificação e Mapeamento dos Solos de São Paulo. In: A. C. Moniz, Elementos de Pedologia, Ed. da Univ. de São Paulo, 377-390.
- LEPSCH, I. F.; S. W. BUOL, 1974: Investigations in Oxisol-Ultisol Toposequence in São Paulo State, Brazil. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 38, 491-496.

- LEPSCH, I. F., 1975: Soil-Landscape Relationships in an Area of Occidental Plateau of São Paulo-Brazil. A thesis submitted to the Graduate Faculty of North Carolina State Univ. at Raleigh in partial fulfillment of the requirements for the Degree of Doctor of Philosophy, Dpto. of Soil Science.
- LEIBER, J., 1970: Beiträge zur Kenntnis der Paläogeographie und Sedimentologie des Unteren Buntsandsteins (Tigersandstein, su) und des Eck'schen Konglomerates (smc 1) im Mittleren und Südlichen Teil des Nördlichen Schwarzwaldes. Diss., masch. -schr., Nat. -math. Fak., Univ. Freiburg i. Br.
- LIMA, V. C., 1974: Estudo Pedológico de perfis de solos do Grande Grupo Rubrozem da Bacia de Curitiba-Pr.. Dissert. apres. à Esc. Sup. "Luiz de Queiroz" da U.S.P. para obtenção do título de Mestre.
- LIMA, V. C.; J. L. I. DEMATTE; A. C. MONIZ, 1977: Mineralogia da Argila do Rubrozem (Palehumult), Bacia de Curitiba-Pr.. Rev. Bras. Ci. Solo, 1, 81-85.
- LOUIS, H., 1964: Über Rumpfflächen- und Talbildung in den wechselfeuchten Tropen besonders nach Studien in Tanganyika. Z. für Geomorphologie, Sonderheft, 64-70.
- MAACK, R., 1947: Breves notícias sobre a geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. Arquivos de Biologia e Tecnologia, vol. II, IBPT-Secret. da Agricult., Ind. e Com., Curitiba.
- MAACK, R., 1948: Notas preliminares sobre Clima, Solos e Vegetação do Estado do Paraná. Arquivos de Biologia e Tecnologia, vol. III, artigo 12, 103-201.
- MAACK, R., 1968: Geografia Física do Estado do Paraná. Publicado sob os auspícios do Bco. de Desenvol. do Pr., da Univ. Fed. do Pr. e do Inst. de Biol. e Pesq. Tec., Curitiba.
- MAIGNIEN, R., 1960: Influences Anciennes sur la Morphologie, l'évolution et la repartition des sols en Afrique Tropicale de L'ouest. 7th. Intern. Congress of Soil Science, Madison, Wisc. U.S.A., v. 24, 171-176.
- MANUAL DE LEVANTAMIENTO DE SUELOS, 1965: Traducción del Soil Survey Manual U.S. Dept. Agriculture, Minist. de Agric. y Cria, Caracas.
- MANUAL DE METODO DE TRABALHO DE CAMPO, 1967: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Ed. pela Div. de Pedol. e Fertilidade do Solo.

- MARCHETTI, D. A. B., 1969: Fotointerpretação de Atributos do Relevo Aplicada a solos da Região de Piracicaba. Tese apres. à Esc. Sup. "Luiz de Queiroz" da Univ. de São Paulo, Piracicaba, S. P..
- MARINI, O. J., 1967: Geologia da Folha de Araucária. Bol. da Univ. Fed. do Pr., 24, Curitiba.
- MARQUES, J. Q. A., 1971: Manual Brasileiro para Levantamento da Capacidade de Uso da Terra (III aprox.). Escrit. Técnico de Agricultura-Brasil-Estados Unidos, Rio de Janeiro.
- MAUS, H.; K. STAHR, 1977: Auftreten und Verbreitung von Lösslehmbeimengungen in periglazialen Schuttdecken des Schwarzwaldwestabfalls. CATENA, vol. 3, 369-386, Gießen.
- MEDINA, H. P.; F. GROHMANN, 1962: Contribuição ao estudo da análise granulométrica do solo. In: Congr. Bras. Cienc. do Solo, 6, Salvador, 1957, Anais. Soc. Bras. Cienc. do Solo, 29-38, Rio de Janeiro.
- MEHRA, O. P.; M. L. JACKSON, 1960: Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium carbonate. Proc. 7. Nat. Conf. Clays Min., 317.
- MITCHEL, W. A., 1975: Heavy Minerals. In: Soil Components, vol. 2-Inorganic Components, Ed. by J. E. Giesecking, Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, N. Y., 449-480.
- MOLL, W., 1959: Bodentypen im Kreis Freiburg i. Br.. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., 49, 5-58, Freiburg i. Br.
- MOLL, W., 1964: Übersichtskarte der Bodentypen im südlichen Oberrheingebiet mit Erläuterungen. I. Abschnitt Basel-Staufen. (Maßstab 1:70 000), Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., 54, 135-156, Freiburg i. Br.
- MOLL, W., 1970: Beiträge zur Genese und systematischen Stellung rubefizierter Parabraunerden aus alpinen Schottern und Geschieben. Freibg. Bodenkdl. Abh., 3, Freiburg i. Br.
- MONIZ, A. C., 1972: Mineralogia do Solo. In: A. C. Moniz, Elementos de Pedologia, Polígono, Ed. da Univ. da São Paulo, 391-408.
- MOSS, R. P., 1965: Slope development and soil morphology in a part of South-West-Nigeria. J. Soil Sci., 16, 192-209.
- MOTTI, C. P.; P. MOTTI, 1975: Comentário do mapa morfopedológico do setor de Santa Quitária (BA). Not. Geomorfológicas, 15 (30): 65-74, Campinas.

- MOUSINHO, M. R. ; J. J. BIGARELLA, 1965: Movimentos de massa no transporte dos detritos da meteorização das rochas. Bol. Paran. de Geografia, 16 e 17, 43-84.
- MÜLLER, G., 1964: Methoden der Sedimentuntersuchung. Sediment-Petrologie Teil 1, 303 S., Stuttgart.
- MUNSELL SOIL COLOR CHARTS, 1954: Munsell Color Company, Inc., Baltimore, Maryland.
- MURPHY, J. ; J. P. RILEY, 1962: A modified single solution method for the determination of phosphate in natural waters. Analit. Chimica Acta, 27, 31-36.
- MUTATKAR, V. K. ; W. L. PRITCHETT, 1966: Influence of Added Aluminium on Carbon Dioxide Production in Tropical Soils. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., vol. 30, 343-346.
- NETZSCH, Fa. ; 1963: Gebrauchsanweisung für Differential-Thermoanalyse-Apparatur. Selb..
- OLIVEIRA, J. ; BERTOLDO de, 1972a: Variação de características morfológicas, físicas, químicas e mineralógicas em duas áreas de Oxissolo. Tese apres. à Esc. Sup. de Agric. "Luiz de Queiroz" da U. S. P. para obtenção do título de Doutor em Agronomia, São Paulo.
- OLIVEIRA, J. BERTOLDO de, 1972b: Princípios Básicos para Classificação e Sinopse dos Principais Grandes Grupos de Solos do Mundo. In: A. C. Moniz, Elementos de Pedologia, Polígono, Ed. da Univ. de São Paulo, 351-362.
- PAGEL, H., 1968: Bodenkunde 4. Hochschulstudium der Landwirtschaftswissenschaften. Tropische und subtropische Landwirtschaften.
- PARRA, A. A. ; H. O. da ROCHA; M. AGUDELO; V. SARMIENTO, 1972: Estudio semidetallado de suelos de La Victoria, Obando y Holgín. Centro Interamer. de Fotointerpretación., Bogotá.
- PARSONS, R. B. ; G. H. SIMONSON; C. A. BALSTER, 1968: Pedogenie and Geomorphic Relationships of Associated Aqualfs, Albolls and Xerolls in Western Oregon, Soil Sci. Soc. Amer. Proc., vol. 32, 556-563.
- PENTEADO, M. M. ; G. RANZANI, 1973: Problemas Geomorfológicos relacionados com a Gênese dos Solos Podzolizados-Marília. Sedimentologia e Pedologia, 6, 1-23, Sao Paulo.
- PENTEADO, M. M., 1969: Novas informações a respeito dos pavimentos

detríticos ("stone lines"). Not. Geomorfol., 9 (17), 15-41, Campinas.

PENTEADO, M. M., 1974: Fundamentos de Geomorfologia, Biblioteca Geográfica Brasil., Série D, Public n^o. 3, Fundação IBGE, pp.163, Rio de Janeiro.

QUEIROZ NETO, J. S. P.; M. C. MODENESI, 1969: Observações preliminares sobre as relações entre os solos e a geomorfologia na área de Itú-Salto, Estado de São Paulo. Anais do XIII Congresso Brasileiro de Ciência do Solo.

QUEIROZ NETO, J. P., 1973: Observações preliminares sobre perfís de solo com bandas onduladas no Estado de São Paulo. In: Anais do XIV Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, Santa Maria, p.643.

QUEIROZ NETO, J. P.; A. CARVALHO; A. JOURNAUX; J. PELLERIN, 1973: Cronologia da alteração dos solos da região de Marília, S.P., Univ. de S.P., Instit. de Geogr. Sedimentologia e Pedologia, 5, 1-52, São Paulo.

QUEIROZ NETO, J. P.; S. S. de CASTRO, 1974: Formações superficiais e Latossolo Vermelho Amarelo Húmico da área de Bragança Paulista, Estado de São Paulo, Brasil. In: Anais do XXVIII Congresso Brasil. de Geologia, Porto Alegre, 3, 65-83.

RANZANI, G., 1969: Manual de Levantamento de Solos. Ed. E. Blücher Ltda., Edit. da Univ. de São Paulo, 2a. ed., São Paulo-Brasil.

RANZANI, G.; M. M. PENTEADO; J. D. da SILVEIRA, 1972: Concreções Ferruginosas, Paleosolo e a Superfície de Cimeira no Planalto Ocidental Paulista. Univ. de São Paulo, Inst. de Geografia, Geomorfologia, 31, 1-28, São Paulo.

RIVEREAU, J. C., 1969: Notas de aula do curso de Fotointerpretação, C. C. G. P., Inst. de Geologia da U. F. Pr., Curitiba.

ROCHA, H. O. da, 1971: Recomendação do aproveitamento dos Campos do Paraná com projeto de colonização-Aspectos fisiográficos. INCRA, Miníst. da Agric., Curitiba-Pr.

ROCHA, H. O. da, 1973: Mapificación, caracterización y clasificación de los suelos orgánicos del Valle de Sibundoy. Tesis presentada al Programa de Estudios para Graduados, Univ. Nacional, como requisito parcial para optar al título de Magister Scientiae, Bogotá-Colombia.

- ROHDENBURG, H., 1970: Hangpedimentation und Klimawechsel als wichtigste Faktoren der Flächen- und Stufenbildung in den wechselfeuchten Tropen. *Z. für Geomorphologie*, 6, Heft 1, 58-78.
- RUHE, R. V.; J. G. CADY, 1954: Latosolic soils of Central African interior high plateaus. Fifth International Congress of Soil Science, 401-407, Leopoldville.
- RUHE, R. V., 1960: Elements of the soil landscape. 7 th. Intern. Congress of Soil Science, Madison, Wisc., U. S. A., vol. 23.
- RUTTEN, P. G.; BOUTEYRE, J. VIGNERON, 1963: Pédogenèse et Géomorphologie dans le Bas-Rhone-Languedoc et leurs conséquences agrologiques. *Science du Sol*. n^o. 1, 87-102.
- SANTOS FILHO, A., 1977: Genese und Eigenschaften repräsentativer Bodentypen in der Schichtstufenlandschaft des Staates Paraná, Brasilien. Diss., Forstwiss. Fak., Univ. Freiburg i. Br. 192 S.
- SCHEFFER F.; P. SCHACHTSCHA BEL, 1976: Lehrbuch der Bodenkunde, 9. Aufl., Ferdinand Enke Verlag. Stuttgart.
- SCHLICHTING, E.; H. P. BLUME, 1962: Art und Ausmaß der Veränderung des Bestandes mobiler Oxyde in Böden aus jungpleistozänen Geschiebemergel und ihren Horizonten. *Z. Pflanzenern. Düng. Bodenk.*, 96, 144-156.
- SCHLICHTING, E.; H. P. BLUME, 1966: Bodenkundliches Praktikum. 209 S., Parey, Hamburg.
- SCHWERTMANN, U., 1964: Differenzierung der Eisenoxide des Bodens durch photochemische Extraktion mit saurer Ammoniumoxalat-lösung. *Z. Pflanzenern. Düng. Bodenk.*, 105, 194-202.
- SCHWERTMANN, U., 1966: Inhibitory effect of soil organic matter on the crystalization of amorphous ferric hydroxide. *Nature*, 212, 645-646.
- SCHWERTMANN, U.; W. R. FISCHER; H. PAPENDORF, 1968: The influence of organic compounds on the formation of iron oxides. 9th. Internat. Congress Soil Sci. (Adelaide, Aust.), vol. I, 645-655.
- SCHWERTMANN, U., 1973: Use of oxalate for the Fe extraction from soils. *Canad. J. Soil Sci.*, 53, 244-246.
- SCULLY, R. W.; R. W. ARNOLD, 1979: Soil Geomorphic Relationships in Postglacial Alluvium in New York. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 43, 1014-1019.
- SEMMEI, A.; H. ROHDENBURG, 1979: Untersuchung zur Boden- und Reliefentwicklung in Süd Brasilien. *CATENA*, vol. 6, n^o. 2, 203-217.

- SOIL SURVEY STAFF, 1960: Soil Classification, A Comprehensive System, 7th. Approximation, U.S. Dept. of Agric., 265 S.
- SOIL SURVEY STAFF, 1967: Supplement to soil classification system (7th. approximation), U.S. Dept. of Agric.
- SOUZA, D. M. P.; L. C. N. TOURINHO, H. O. da ROCHA, 1967: Levantamento de reconhecimento dos solos das áreas 4 e 5 do Estado do Paraná. Não publicado.
- SOUZA, D. M. P., 1961: Grande Grupo de Solo Rubrozem-Contribuição à Carta de Solos do Paraná, Tese de Doutorado apres. à Cadeira de Geologia Agrícola do Curso de Agronomia da Esc. Sup. de Agric. e Veter. do Paraná, Curitiba.
- SOUZA, M. L. P., 1975: Fotointerpretação das redes de drenagem de tres solos com Horizonte B Latossólico ocorrentes no município de Ponta Grossa, Pr.. Dissert. apresent. à Esc. Sup. de Agric. "Luiz de Queiroz" da Univ. de São Paulo, para obtenção do título de Mestre. Piracicaba-S. P.
- STAHR, K. 1979: Die Bedeutung periglazialer Deckschichten für Bodenbildung und Standortseigenschaften im Südschwarzwald. Freibg. Bodenkundl. Abh. 9, Freiburg i. Br., 273 S.
- STEPHENS, C. G., 1965: Climate as a factor of soil formation through the Quaternary. Soil Sci., vol. 90, n^o. 1, 9-14.
- STRAHLER, A. N., 1957: Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology, Transactions, Amer. Geophysical Union, vol. 38, n^o. 6.
- SUGUIO, K. 1973: Introdução à Sedimentologia. Ed. da Univ. de São Paulo, Edgard Blücher, S. P..
- TAMM, O., 1922: Eine Methode zur Bestimmung der anorganischen Komponenten des Gelkomplexes im Boden. Meddel. Statens Skogsförsök-anst., 19, 387-404.
- THOMANN, Ch., 1963: Quelques observations sur l'extraction de l'humus dans les sols. Méthode au Pyrophosphate de sodium. Cahiers ORSTOM Pedologie 3, 43-73, Paris.
- THOREZ, J., 1975: Phyllosilicates and clay minerals. Belgique.
- THORP, J., 1965: The nature of the Pedological Record in the Quaternary. Soil Sci., vol. 90, n^o. 1, Jan., 1-8.
- THOT, S. J., 1955: Chemistry of the soil. In: F. E. BEAR, Reinhold Publ. Corp..

- TRICART, J., 1969: Informações para interpretação paleogeográfica dos cascalheiros. *Not. Geomorf.*, 4, 1-12, Campinas.
- TRICART, J., P. MICHEL, 1965a: Morphogenese et Pedogenese. I. -Approche methodologique: Geomorphologie et Pedologie. *Sci. du Sol*, vol 1, 69-85.
- TRICART, J., P. MICHEL, 1965b: Morphogenese et Pedogenese. II. -Rapports entre le modele et la pedogenese. Exemples d'Afrique Occidentale. *Sci. du Sol*, 2, 149-171.
- TRICART, J., 1969: La Epidermis de la Tierra. Ed. Labor. Barcelona.
- VAN WAMBEKE, A. R., 1962: Criteria for classifying tropical Soils by age. *J. Soil Sci.*, 13, 124-132.
- VAN WAMBEKE, A., 1967: Recent developments in the classification of the soils of the tropics. *Soil Sci.*, 104, 309-313, New Brunswick.
- VERDADE, F. da C., 1972: Analise Química Total. In: A. C. MONIZ. *elementos de Pedologia*, Ed. Polígono, U. S. P., São Paulo, 209-221.
- VETTORI, L., 1969: Metodos de analise de solo. Equipe de Pedologia e Fertilidade de Solo, *Bol. Técn.*, 7, Rio de Janeiro.
- WHITTIG, L. D., 1965: X-ray diffractions techniques for mineral identification and mineralogical composition. In: C. A. Black et. al., (ed.) *Methods of soil analysis*, Part 1. Agronomy 9, 671-696.
- WEYL, R., 1952: Schwermineraluntersuchungen an Bodenprofilen. II. Pflanzenern. *Düng. Bodenk.*, 57, 135-141.
- ZINCH, A., 1969: Aplicacion de la Geomorfologia al levantamiento de suelos en Zonas Aluviales. Tema presentado en el Primer Curso de Geomorfologia para Agrólogos, Mérida, Barcelona.
- ZÖTTL, H. W., 1970: Die Erosionsdynamik in Böden der Paramo-Stufe der Anden Venezuelas. *Z. Pflanzenern. Düng. Bodenk.*, 127, 10-18.

Verwendete Abkürzungen

Tabellen I bis VI

		<u>Bodentyp</u>
Rb.	=	Rubrozem
P. V. A.	=	Podzolico Vermelho Amarelo
L. V. E.	=	Latosol Vermelho Escuro
L. V. A.	=	Latosol Vermelho Amarelo
Ca	=	Cambisol
Hi	=	Hydromorphe Böden
p	=	podzólico
a	=	álico
d	=	distrofico
c	=	câmbico
l	=	la tossólico
eq. E	=	equivalent eutrophic

Schwerminerale

Tabelle IV (in % der ausgezählten Körner, ohne opake Körner)

Tu	=	Turmalin
Zn	=	Zirkon
An	=	Anatas
Ru	=	Rutil
Mo	=	Monazit
Di	=	Disthen
St	=	Staurolith
Ep	=	Epidot
Gr	=	Granat
Ho	=	Hornblende
Sp	=	Spinel
Ap	=	Apatit
La	=	Lawsonit
Er	=	Erz

Tabelle Va

		<u>Korngrößen</u>			
S	=	Sand	g	=	grob
U	=	Schluff	f	=	fein
T	=	Ton			

Bemerkung der Schriftleitung:

Der TABELLENANHANG (41 Seiten) mußte aus Platzgründen entfallen. Interessierte können ihn auf Bestellung beim Schriftleiter kostenlos erhalten.

LEBENS LAUF

Name: Helio Olympio da Rocha

Geboren: 22.3.1940 in Curitiba/Paraná/Brasilien

Eltern: Theodoro Ferreira da Rocha (Militär) und Anita Marcon dos Santos Rocha

1948-1952: Grundschule in Curitiba-Pr.

1953-1956: Gymnasium "Senhor Bom Jesus"

1957-1959: Staatliche Oberschule von Paraná

1959-1960: Militärdienst am Bundesministerium für Luftfahrt/Brasilien

1961: Abitur an der Landwirtschaftlichen Fakultät der Bundesuniversität von Paraná

1964: Abschluß des Studiums als Diplomingenieur für Landwirtschaft

1965-1966: Angestellt in einem Privatunternehmen für forst- und landwirtschaftliche Projekte

1967: Forschungsprojekt in Bodenkunde (CERENA-Bundesuniversität Paraná) und gleichzeitig Auxiliar de Ensino colaborador (wiss. Ass.) der bodenkundlichen Abteilung innerhalb der Landwirtschaftlichen Fakultät in Curitiba

1968: Wissenschaftlicher Assistent für das Fachgebiet Bodenerhaltung bei der Forstfakultät in Curitiba

1971-1976: Professor für Bodenkunde bei der Forstfakultät in Curitiba

1972: (Februar bis Oktober): Kurs in Luftbildinterpretation für das Fachgebiet Bodenkunde am Inter-amerikanischen Zentrum für Luftbildinterpretation in Bogotá/Kolumbien

1972-1973: "Master of Science" - Universidad Nacional de Colombia, Institut für Landwirtschaft/Kolumbien

1975: Gastprofessor am "Master of Science"-Kurs in Geodäsie und Fotogrammetrie im Fach Luftbildinterpretation an der Bundesuniversität Paraná

1976: Stellvertretender Leiter des Kurses für Landwirtschaftsingenieure an der Bundesuniversität Paraná

1976: Gewählter Berater des Sektors für Agrarwissenschaften in dem "Conselho de Ensino e Pesquisas" und "Conselho Universitário" der Bundesuniversität Paraná

1977: Wiederwahl als Berater der oben angeführten Gremien

1977: Koordinator des Abkommens zwischen der Bundesuniversität Paraná und dem Bundesministerium für Landwirtschaft (Curso de Especialização

em Conservação de Solos) in Brasilien

- 1978 Planung und Vorbereitung der Geländearbeiten
für meine Promotion an der Universität Frei-
burg i.Br.
- 1978: (April bis September): Vorbereitender Sprach-
kurs am Freiburger Goethe-Institut
- 1978: (Oktober)- 1981 (Februar): Promotionsarbeit
am Institut für Bodenkunde und Waldernährungs-
lehre der Forstwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Freiburg i.Br.





Bisher erschienen:

- Heft 1: Blum W. (1968) Sedimentogene und pedogene Entwicklungsmerkmale von Böden auf Karbonatgestein – am Beispiel des südlichen Oberrheingrabens. 184 S.
- Heft 2: Khodary-Eissa O., (1968) Feinstratigraphische und pedologische Untersuchungen an Lößaufschlüssen im Kaiserstuhl (Südbaden), 149 S.
- Heft 3: Moll W. (1970) Beiträge zur Genese und systematischen Stellung rubefizierter Parabraunerden aus alpinen Schottern und Geschieben, 180 S.
- Heft 4: Hildebrand E.E. (1974) Die Bindung von Immissionsblei in Böden, 147 S.
- Heft 5: Ghanem A.S. (1976) Altersstellung und anthropogene Beeinflussung von Parabraunerden in der Emmendinger Vorbergzone, 133 S.
- Heft 6: Grez R. (1977) Nährelementhaushalt und Genese von Böden aus vulkanischen Aschen in Südchile, 179 S.
- Heft 7: Schäfer G. (1977) Nährelementhaushalt von Kiefernjungbeständen in der südlichen Oberrheinebene, 153 S.
- Heft 8: Keilen K. (1978) Spurenelementverteilung und Bodenentwicklung im Bärhaldegranitgebiet (Südschwarzwald), 278 S.
- Heft 9: Stahr K. (1979) Die Bedeutung periglazialer Deckschichten für Bodenbildung und Standortseigenschaften im Südschwarzwald. 273 S.